

Beitragsserie: Vulkanismus und Klima

Hrsg.: Prof. Dr. R. Eiden, Institut für Geowissenschaften, Universität Bayreuth, Postfach 10 12 51,
D-8580 Bayreuth

Die Beitragsserie aus der Septemбераusgabe 4/92, S. 237 – 245, der Novemбераusgabe 5/92, S. 296 – 302 sowie der Dezemбераusgabe 6/92, S. 368 – 374 wird fortgesetzt.

Transfer von festen, flüssigen und gasförmigen Stoffen aus Vulkanen in die Atmosphäre

Hans-Ulrich Schmincke

Forschungszentrum für marine Geowissenschaften (GEOMAR), Abt. Vulkanologie und Petrologie, Universität Kiel, Wischhofstraße 1 – 3,
D-2300 Kiel 14

Zusammenfassung. Die häufigsten vulkanischen Volatilen sind H_2O , CO_2 , SO_2 und Halogene. Zusammensetzung, Menge und Injektionsraten von vulkanischen Gasen und Partikeln in die Troposphäre und Stratosphäre hängen ab von der chemischen Zusammensetzung eines Magmas, dem plattentektonischen Milieu sowie Eruptionsmechanismen und Eruptionsraten. Über 90 % der eruptierten Magmen sind basaltischer Zusammensetzung mit niedriger Viskosität, relativ geringen Volatilgehalten und meist niedrigen Eruptionsraten sowie wenig explosiven Eruptionen überwiegend entlang der mittelozeanischen Rücken in großen Wassertiefen. Magmen in Inselbögen und Subduktionszonen an Kontinenträndern sind H_2O -reich, in anderen plattentektonischen Milieus überwiegt in basaltischen Magmen CO_2 . In mafischen Magmen ist CO_2 schlecht löslich und kann daher schon mehrere Kilometer unter der Erdoberfläche als Gasphase aus einem Magma entweichen. Felsische (hochdifferenzierte) Magmen, H_2O -reich und CO_2 -arm, eruptieren oft hochexplosiv, insbesondere an Subduktionszonen, und mit hohen Eruptionsraten, z.B. El Chichón (Mexiko, 1982) und Pinatubo (Philippinen, 1991). Ihre Eruptionssäulen (Gas-/Partikelgemische) können bis ca. 40 km Höhe erreichen und sind Hauptlieferant der in die Stratosphäre injizierten Gasmengen.

1 Einleitung

Lufthülle, Wasserhülle und das Leben auf der Erde haben sich seit Beginn ihrer Entstehung vor ca. 4.6 Milliarden Jahren durch die ständige vulkanische Entgasung des Erdinneren gebildet: ein Stoffaustausch zwischen Vulkan-Magma-Systemen und Lithosphäre, Hydrosphäre und Atmosphäre, der heute noch unvermindert andauert. Vulkanische Großeruptionen, die zu massiven Belastungen etwa der Stratosphäre führen, gab es seit jeher im Verlauf der Erdgeschichte. Möglicherweise sind auch gewaltige Vernichtungen der Biosphäre etwa am Ende des Perm oder der Trias auf enorme vulkanische Gasemissionen zurückzuführen. Nach dem gegenwärtigen Wissensstand sind allerdings Einschläge eines oder mehrerer großer Meteoriten und die durch den Impakt in Gang gesetzten physikalischen und

chemischen Vorgänge als Ursache des großen Faunensterbens an der Grenze Kreide/Tertiär wahrscheinlicher.

Weitreichende Folgen für unsere Existenz zeichnen sich heute ab: Die Atmosphäre ist durch menschlichen Einfluß so belastet, daß vulkanische Großereignisse – deren Auswirkungen sich während der vor-industriellen Erdgeschichte im Rahmen dynamischer Fluktuationen bewegten, an die sich der Mensch anpassen konnte – klimatische Entwicklungen mit beeinflussen können, deren Langzeitwirkungen noch nicht zu übersehen sind (CRUTZEN 1989; GRABL 1989). Darüber hinaus können vulkanische Gaseinträge in die Stratosphäre ein *anthropogen vorgeschädigtes System* wie die Ozonschicht möglicherweise irreversibel beeinträchtigen. Insofern ist die Forschung heute aufgefordert, genaue Auskunft darüber zu geben, welche Gase in welchen Mengen, welchen Transferraten und durch welche Transportprozesse aus dem Erdinneren in die Atmosphäre emittiert werden. Erst wenn Ausmaß und Auswirkung der **natürlichen Emissionen** bekannt sind, also das *vulkanische Signal*, können wir abschätzen, was die Natur ohne menschlichen Input verkraften kann. Diese Grenzwerte können dann die Grundlage für die tolerierbaren anthropogenen Emissionen bilden.

Auch heute wissen wir noch wenig über die absoluten und relativen Mengen der verschiedenen Gasspezies, die aus dem Inneren der Erde in die Atmosphäre entweichen. Überzeugende Aussagen über globale Stoff-Flüsse, Massenbilanzen und die troposphärischen und stratosphärischen Gaseinträge können daher angesichts der sehr unterschiedlichen Vulkaneruptionen noch nicht gemacht werden. In die *Stratosphäre* gelangen vulkanische Gase vor allem bei größeren Eruptionen, wie der des Pinatubo im Juni 1991. Diese sind nicht so selten, wie manchmal vermutet wird. Bei den durchschnittlich etwa 50 – 60 jährlich tätigen Vulkanen steigt etwa alle 1 – 3 Jahre eine **Eruptionssäule** (→ Abb. 1; Farbtafel, S. 44) bis in die Stratosphäre auf; eine Zahl, die sich mit zunehmender Satellitenüberwachung eher erhöhen als erniedrigen wird, da genaue Bodenbeob-

achtungen in abgelegenen Teilen der Erde häufig nicht vorliegen oder zu ungenau sind. Vulkanische Großeruptionen mit eruptierten Magmavolumina zwischen ca. 15 und 100 km³ wie die des Tambora (1815) sind Jahrhundertereignisse, Megaeruptionen mit eruptierten Volumina \gg 100 km³ treten nur in Abständen von einigen 10 000 bis 100 000 Jahren auf. Jedoch zeigen die wenigen vorliegenden systematischen Untersuchungen, daß das Gesamtbudget der in die Atmosphäre emittierten Gase auch von weniger spektakulären Eruptionen oder nicht eruptiv entgasenden Vulkanen (\rightarrow Farbtafeln, S. 42, Abb. 1 d; S. 43, Abb. 3 a, 3 b) wesentlich bestimmt wird. Um die unterschiedlichen Wirkungen von Vulkaneruptionen auf Klima und Atmosphärenchemie abschätzen zu können, müssen zunächst die verschiedenen Magmen- und Vulkantypen, ihre Entstehung in unterschiedlichen plattentektonischen Milieus sowie die wichtigsten Eruptions- und Fragmentierungsmechanismen kurz dargestellt werden, gefolgt von einer Übersicht einschlägiger Meßmethoden. Ferner wird die Bedeutung der wichtigsten vulkanischen Gase behandelt. Eine Diskussion der Problematik der Klimaauswirkungen von Vulkaneruptionen schließt den Beitrag.

2 Was ist ein Magma und wie und wo entstehen Magmen?

Magmen sind überwiegend silikatische Gesteinsschmelzen, die durch partielle Aufschmelzung von festem Ausgangsgestein entstehen, z.B. 1. bei der Druckentlastung (konvektives, adiabatisches Aufsteigen von kristallinem Mantelmaterial, sog. *Diapiren* oder *plumes*) (\rightarrow Abb. 1), 2. durch Erniedrigung der Schmelzkurve des Ausgangsgesteins bei H₂O-Zufuhr im Erdmantel in etwa 50–150 km Tiefe oder 3. bei manchen rhyolithischen Magmen in der unteren Erdkruste. Wenn Magmen an der Erdoberfläche in Vulkanen austreten, enthalten sie meist Minerale, sog. Einsprenglinge, die bei der langsamen Abkühlung der Schmelzen in der Tiefe auskristallisiert sind und beim Kristallwachstum Schmelze miteinschließen. Über 50 % der aufsteigenden Magmen bleiben in der Kruste stecken, wo sie zu Tiefengesteinen erstarren; ein Teil ihrer Gase entweicht jedoch bei der langsamen Abkühlung durch die überlagernde poröse Erdkruste in Hydrosphäre und Atmosphäre.

Die verschiedenen Magmen und die aus ihnen auskristallisierten Gesteine unterscheiden sich vor allem durch ihre *chemische* und *mineralogische* Zusammensetzung, die durch die chemische Analyse (Haupt-, Neben- und Spurenelemente, radiogene und stabile Isotopenverhältnisse) von Gesamtgesteinen oder Einzelkomponenten (Kristalle, Lappilli usw.) bestimmt wird.

Chemisch lassen sich Magmen untergliedern in *primitive* (mafische oder basaltische), *intermediäre* (vorwiegend andesitische) und *hochdifferenzierte oder felsische* (dazitische, rhyolithische, trachytische, phonolithische) Gesteinsschmelzen. Die mit Abstand häufigsten Magmen an der Erdoberfläche sind basaltisch. Sie enthalten etwa 50 % SiO₂, 15 % Al₂O₃, zwischen 7 und 12 % MgO und je 10–15 % FeO und CaO. Die restlichen etwa 6 % sind Na₂O, K₂O, TiO₂ und P₂O₅.

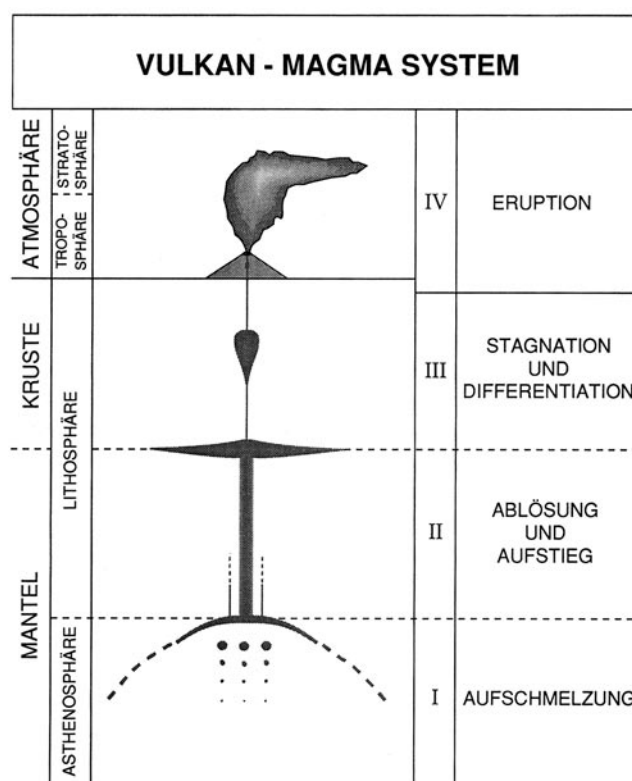


Abb. 1: Schematische Tiefengliederung von Vulkan-Magmasystemen. Nach SCHMINCKE (1986)

Die **hochdifferenzierten oder Derivatschmelzen** (früher auch saure Magmen genannt) entstehen überwiegend durch unterschiedliche *Differentiationsvorgänge* aus stagnierenden, abkühlenden basaltischen Schmelzen bei niedrigen Drucken in oberflächennahen Magmakammern, ca. 3–10 km unter der Erdoberfläche. Bei der Differentiation, z.B. durch Kristallfraktionierung, reichern sich in den höher differenzierten Schmelzen neben Al und Si, den Alkalien und den sog. inkompatiblen Spurenelementen wie Rb, Zr, Nb, U und Th auch flüchtige Elemente wie H₂O, SO₂, Cl und F an.

Die chemische Zusammensetzung eines Magmas und seiner flüchtigen Bestandteile hängt von der **Zusammensetzung des Ausgangsgesteins** und von den **Aufschmelzbedingungen** ab. Beide wiederum unterscheiden sich sehr stark in den drei zentralen plattentektonischen Zonen: *Mittelozeanische Rücken*, *Subduktionszonen* und *Intraplattenbereiche* (\rightarrow Abb. 2).

Der Großteil der Magmen, ca. 20 km³ pro Jahr, wird entlang der weltumspannenden, ca. 50 000 km langen **Mittelozeanischen Rücken** eruptiert. Diese submarinen Laven und die unterlagernden erstarrten Magmakammern bilden die **ozeanische Erdkruste**. Die Vulkane an den Mittelozeanischen Rücken eruptieren in ca. 2 000–3 000 m Wassertiefe effusiv und tragen daher nicht direkt zur Stratosphärenemission bei. Von den Gasen dieser subalkalischen, volatilarmen basaltischen Magmen (CO₂, SO₂ und H₂O) wird überwiegend nur das in Magmen schwer lösliche CO₂ als Gasphase in großen Wassertiefen frei, neben geringen Mengen an Methan (CH₄) und Helium (He), wich-

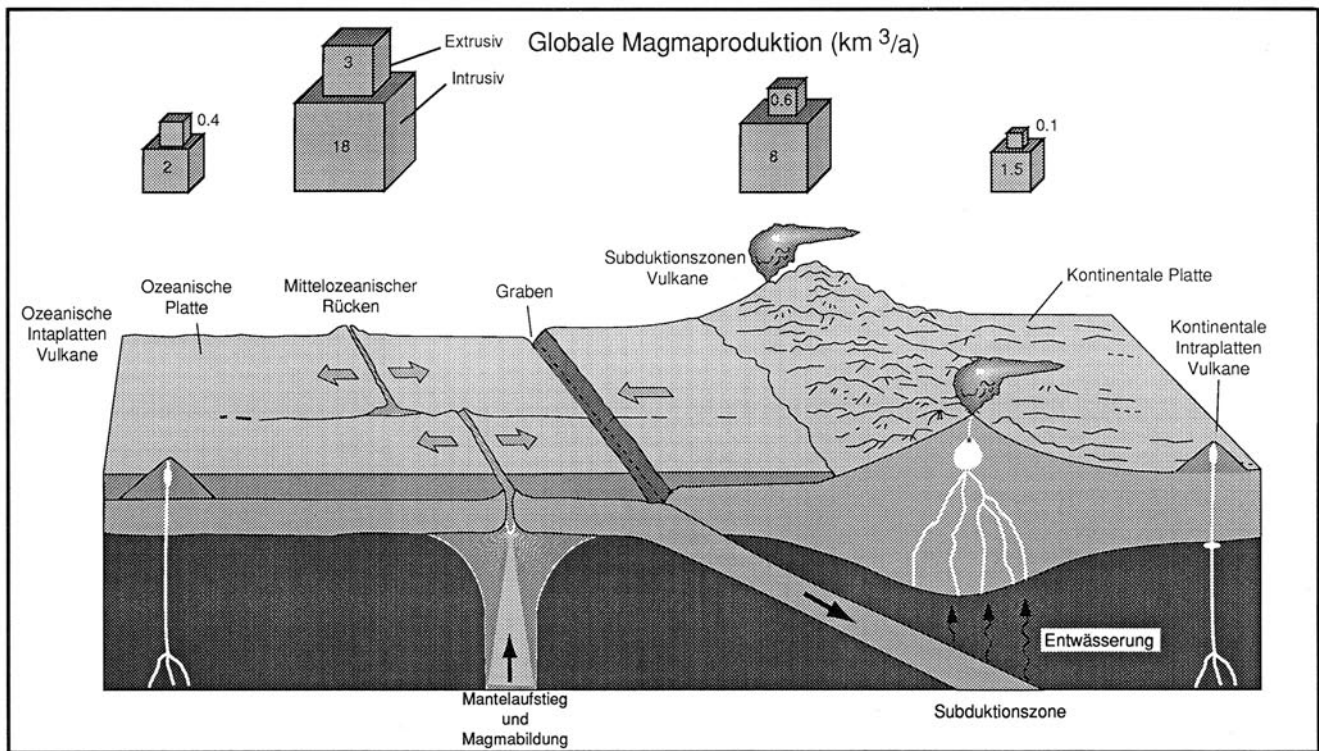


Abb. 2: Schematische Darstellung der wichtigsten plattentektonischen Entstehungsbereiche von Magmen und Vulkanen (Mittelozeanische Rücken – divergierende Plattenränder; Subduktionszonen – konvergierende Plattenränder; ozeanische und kontinentale Intraplattendomänen). Aus SCHMINCKE (1986)

tige Tracer für die Mantelzusammensetzung und -entgasung in den submarinen Heißwasserkaminen (*black smoker*). Die an mittelozeanischen Rücken gebildete ozeanische Lithosphäre taucht samt einem Teil der überlagernden Sedimente entlang von vielen Kontinenträndern in den Erdmantel ab, vor allem rings um den *pazifischen Feuerring* und entlang von *Inselbögen* wie Japan. Die über diesen **Subduktionszonen** entstehenden Magmen umfassen neben Basalten vor allem die SiO_2 -reicheren Andesite und die zähflüssigen Dazite und Rhyolithe. Diese Magmen eruptieren oft hochexplosiv; ihre bei großen *plinianischen Eruptionen* bis in die Stratosphäre transportierten Gase sind die Hauptlieferanten für die langlebigen **vulkanischen Aerosole**. Die meisten großen Vulkaneruptionen der letzten beiden Jahrhunderte (Tambora, 1815; Krakatau, 1883; Mt. Pelée, 1902; Katmai, 1912; Mt. St. Helens, 1980; El Chichón, 1982; Nevado del Ruiz, 1985; Pinatubo, 1991; Mt. Hudson, 1991) sind über Subduktionszonen entstanden.

Beispiele für **kontinentale Intraplattenvulkane** sind die weitgehend basaltischen Vulkanprovinzen wie Eifel, Westerwald, Vogelsberg oder die Vulkangebiete des ostafrikanischen Grabens. Im Verlauf der Erdgeschichte sind Basaltlavaströme wiederholt als Flutbasalte eruptiert, die >200 km weit fließen und Flächen >10 000 km^2 bedecken können. Auch submarin sind Flutbasalte in den letzten Jahren mehrfach nachgewiesen worden. Ozeaninseln wie Hawaii oder die Kanaren, typische Vertreter von *ozeanischen Intraplattenvulkanen*, sind überwiegend basaltischer Zusammensetzung mit meist kleineren Volumina hochdifferenzierter Derivatmagmen.

3 Wie eruptieren Magmen an der Erdoberfläche?

Wie effizient Magmen bei einer Eruption entgasen, hängt nicht nur von den physikalischen Eigenschaften eines Magmas, wie seiner Viskosität und den Massen und relativen Anteilen der magmatischen Gase ab, sondern auch vom **Eruptionsmechanismus**. Bei der Volatilenbilanzierung müssen daher auch die *Fragmentierungsmechanismen* aller Ausbruchphasen genau untersucht werden (\rightarrow Abb. 3–8), z.B. durch Partikelanalyse der Eruptionsprodukte (Kristallinität, Blasengehalt, -form) und über sedimentologische Parameter.

Ein Magma kann an der Erdoberfläche z.B. als kontinuierliche Schmelze (*Lava*) oder als Partikel-Gas-Zweiphasengemisch austreten. Der Begriff *Asche* wird für Partikel mit einem mittleren Korndurchmesser < 2 mm und *Lapilli* für Partikel zwischen 2 und 64 mm verwendet. Größere Partikel werden *Bomben* genannt, wenn sie Magmafetzen darstellen und *Blöcke*, wenn sie aus dem Nebengestein stammen. Der kollektive Begriff *Tephra* steht für Partikel jeder Korngröße und Zusammensetzung.

Die **pyroklastische Fragmentierung**, d.h. Partikelbildung durch magmatische Entgasung, beruht darauf, daß der Innendruck der Gasblasen, die sich durch Diffusion der flüchtigen Komponenten bei der Druckerniedrigung der aufsteigenden Magmasäule bilden und wachsen, die Zugfestigkeit der Blasenwände übersteigt, wenn das Blasenvolumen mehr als ca. 75 % beträgt.

Seit Mitte der sechziger Jahre haben sich die Hinweise für **hydroklastische Fragmentierung** verstärkt, d.h. Partikelbildung bei der weitverbreiteten Wechselwirkung zwischen Magmen und Grund- bzw. Oberflächenwasser, vor allem bei basaltischen Eruptionen, bei denen z.B. Maarkrater entstehen (z.B. MOORE 1967; → *Farbtafel*, S. 42, Abb. 1 b). Auch bei großen plinianischen Eruptionen können durch *Magma-Wasser Wechselwirkung* erzeugte Explosionen eine große Rolle spielen, insbesondere in der Anfangs- und Endphase (SCHMINCKE 1986). Magmen können also auch durch Dampfexplosionen und Granulierung bei der syn-eruptiven Abschreckung durch thermischen Schock fragmentiert werden, bevor sie einen wesentlichen Teil ihrer Gase, insbesondere der gut löslichen Spezies (z.B. F), an die Atmosphäre abgeben. An diesen abgeschreckten Glasparkeln lässt sich daher die Menge derjenigen Volatilenmengen bestimmen, die nicht gasförmig bei der Eruption entweichen sind. Auch während einer oft nur wenige Stunden bis Tage dauernden Eruption können sich rein magmatische *pyroklastische* mit starker Entgasung abwechseln mit *hydroklastischen* Phasen. Eine Gesamtbilanz der emittierten Gas-mengen kann also erst nach einer gründlichen vulkanologischen Analyse der gesamten Ablagerungen erstellt werden (→ Abb. 6, 7, S. 34, 35).

3.1 Basaltische Magmen

Basaltische, niedrigviskose (dünnflüssige) Magmen mit SiO_2 -Gehalten zwischen 40 (alkalische) und 50 (subalkalische) Gewichtsprozent, volumetrisch die mit Abstand überwiegenden Magmen auf der Erde und vermutlich den anderen Planeten, eruptieren an der Erdoberfläche überwiegend als *Laven* (→ *Farbtafeln*, S. 42, Abb. 1 a; S. 43, Abb. 2 a, 2 b). Bei Unterwassereruptionen fließen Basalt-laven bei hohen Eruptionsraten flächenförmig als *Schicht-laven*, bei niedrigen als *Schlauch-(pillow)Laven* aus. In subaerischen Vulkanen mit hohen Eruptionsraten wie am

Kilauea-Vulkan auf Hawaii entstehen Lavaströme häufig aus *Lavafontänen* (→ *Titelbild* und *Farbtafel*, S. 42), einem pyroklastischen System.

Auf den Kontinenten häufig, aber volumenmäßig untergeordnet, sind pyroklastische *Schlacken-* und *Lapillikegel* überwiegend alkalibasaltischer Zusammensetzung. Bei Basalteruptionen im Flachwasser oder unter Grundwassereinfluss bilden sich vor allem *Lapilliringe* oder *Maare* mit niedrigen Tephrringen, die überwiegend aus Nebengesteinsfragmenten bestehen können.

Die Eruption von riesigen *Flutbasaltlavaströmen*, die Flächen von $> 10\,000\text{ km}^2$ in wenigen Tagen überfluten können, stellt einen nicht explosiven Eruptionstyp dar, bei dem innerhalb kurzer Zeit große Volatilenmengen (CO_2 , H_2O , SO_2) frei werden und in thermischen Plumes möglicherweise bis in die Stratosphäre gelangen können.

3.2 Höher differenzierte Magmen

Höher differenzierte, SiO_2 -, Al_2O_3 - und alkalireiche *Derivatmagmen* (→ *Abschnitt 2*), z.B. Rhyolithe, Trachyte und Phonolithe, treten auch als Lavaströme auf, die in manchen Vulkanprovinzen (z.B. Ostafrika, Gran Canaria) viele Kilometer weit geflossen sind. Hochviskose Magmen bilden häufig *Dome*, die beim Kollaps Glutlawinen produzieren können, wie beim Unzen-Vulkan (Japan) im Sommer 1991.

Überwiegend eruptieren höher differenzierte Magmen jedoch explosiv, manchmal mit hohen *Masseneruptionsraten* (10^7 - 10^9 kgs^{-1} bei plinianischen Eruptionen) aus zentralen Schloten oder Ringspalten wie z.B. bei großen Einbruchscaldaren. Das Gemisch aus magmatischen Gasen, Magma-fetzen und Nebengesteinsbruchstücken von den Wänden der Magmakammer oder dem Schlot steigt als *Eruptionssäule* in die Atmosphäre (→ Abb. 3 und *Farbtafel*, S. 44) (SPARKS 1986).

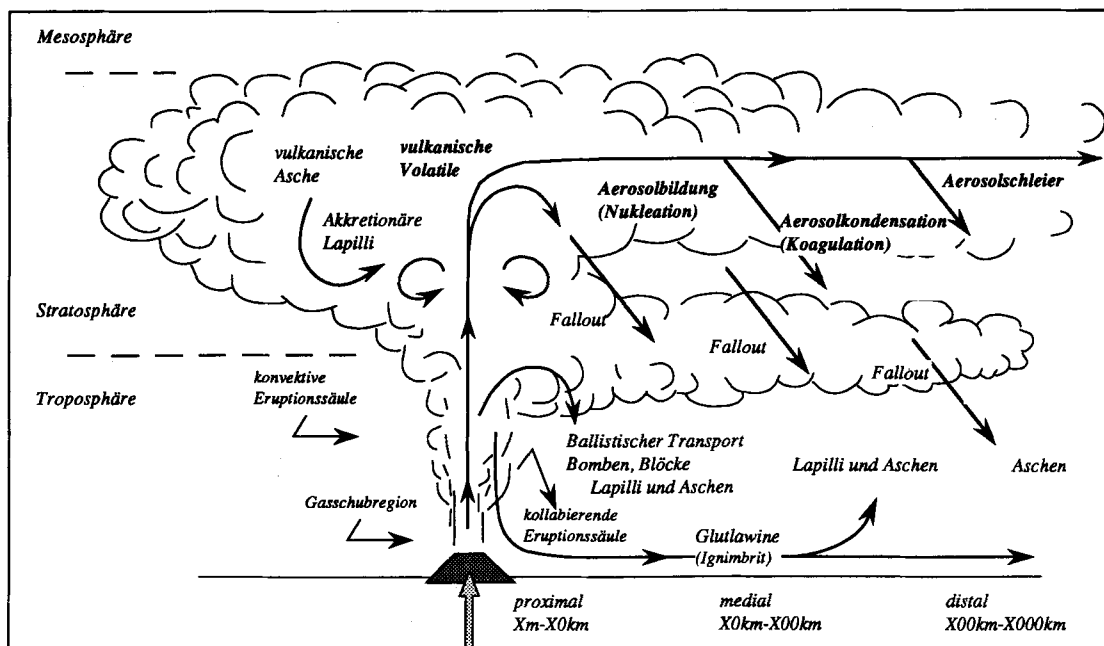


Abb. 3: Schematische Darstellung des Eintrags von vulkanischen Partikeln und Gasen in die Atmosphäre

Diese Eruptionssäulen bestehen aus einem unteren *Gasschubteil*, der durch die Dekompression der druckentlasteten Gase beschleunigt wird. Mündungsgeschwindigkeiten reichen von etwa $> 100 \text{ ms}^{-1}$ bei schwach strombolianischen, bis zu etwa 600 ms^{-1} in großen plinianischen und vulkanianischen Eruptionen. Die Mündungsgeschwindigkeit hängt vor allem vom Gasgehalt eines Magmas und daher vom Explosionsdruck in der Fragmentierungszone ab. Im *Hauptteil*, dessen Auftrieb auf **thermischer Konvektion** beruht (\rightarrow Abb. 3), entsteht aus dem scharf gebündelten Gasschubteil die sich schnell blumenkohlartig verbreiternde *konvektive Eruptionssäule*. Das aus dem Schlot entweichende heiße Gas-/Partikelgemisch kann bis zum vierfachen seines Gewichts an kalter Luft ansaugen und mit Geschwindigkeiten von $10 - 200 \text{ ms}^{-1}$ bis in Höhen von ca. 50 km in die Stratosphäre aufsteigen (WILSON 1976; WILSON et al., 1980; WOODS 1988; CAREY & SIGURDSSON 1989). Eine konvektive Eruptionssäule wird solange aufsteigen, bis sie Luftschichten gleicher Dichte erreicht hat. In dieser Zone wird sie sich *pilz-* oder *schirmartig* ausdehnen und dabei ihre charakteristische Pinienform erhalten, wobei der zentrale Teil zunächst weiter aufsteigt als die Randpartien (\rightarrow Farbtafel, S. 44).

Partikel mit Durchmessern $\gg 20 \text{ cm}$ werden ballistisch aus der Eruptionssäule herausgeschleudert, solche mit Durchmessern $\ll 1 \text{ cm}$ werden bis in die Schirmregion transportiert. Die im näheren Umkreis einer Eruptionssäule (*proximal*) abgelagerten Partikel stammen aus der Eruptionssäule selber, im *medialen* und *distalen* Bereich findet **Fallout** aus der Schirmregion statt (BURSIK et al., 1992) (\rightarrow Farbtafel, S. 44, Abb. 5 a). Die Aufstiegsgeschwindigkeit an den Rändern der Säule beträgt etwa 1 % derjenigen im Inneren. Eine Kenntnis der Höhe der Eruptionssäule ist für die Abschätzung der Masseneinträge in die Stratosphäre sehr wichtig, insbesondere die Frage, ob eine Eruptionssäule durch die Troposphäre gestiegen ist, deren Höhe von ca. 6–8 km in hohen Breiten bis ca. 12–14 km am Äquator

ansteigt. Mit anderen Worten, Vulkaneruptionen in höheren Breiten, etwa in Island, Alaska oder Kamtschatka, können bei sehr viel kleineren Masseneruptionsraten die Stratosphäre erreichen als in den Tropen. Umgekehrt kann die minimale Höhe einer Eruptionssäule aus der Verbreitung der SO_2 - bzw. Aerosolwolken anhand von Satellitenaufnahmen abgelesen werden.

Bei hohen Masseneruptionsraten können Eruptionssäulen kollabieren. Das in sich zusammenfallende Partikel-/Gasgemisch kann sich dann als Massenstrom bis weit über den Vulkanfuß hin ausbreiten. Aus diesen *pyroklastischen Strömen* oder *Glutlawinen* (als Ablagerung *Ignimbrit* genannt (\rightarrow Farbtafel, S. 43, Abb. 4 a), die sich auch durch Aschenfontänen bilden können, steigen die noch ständig aus den Magmafetzen entweichenden und beim Kollaps mittransportierten heißen Gase mitsamt feinen Aschen auf. Diese spektakulären *Glutwolken*, welche die dichtere Glutlawinenbodenfracht verhüllen, können als sog. *Ko-ignimbrit Eruptionssäulen* ebenfalls bis in die Stratosphäre steigen. Bei manchen Eruptionen, wie bei der des Redoubt-Vulkans in Alaska im April 1990, steigen Ko-ignimbrit Eruptionssäulen höher als die über dem Zentralschlot (\rightarrow Farbtafel, S. 44, Abb. 5 b).

Die Ablagerungen der meisten hochexplosiven Vulkaneruptionen bestehen aus (\rightarrow Abb. 4)

- (a) *proximalen*, mächtigen, grobkörnigen Ablagerungen, die aus Fallouteephra, Massenstromablagerungen und ballistisch transportierten Bomben bestehen,
- (b) *medialen* Falloutaschen und, bei vielen Vulkanen, Ignimbritdecken, die – von den sehr großen Eruptionen abgesehen – auf die Täler um die Vulkanfußregionen beschränkt sind,
- (c) unterschiedlich weit verbreiteten *distalen* Decken aus Fallouteephra (FISHER & SCHMINCKE 1984).

Die in die Atmosphäre aufsteigenden Aschenwolken können je nach Höhe der Eruptionssäule und der herrschen-

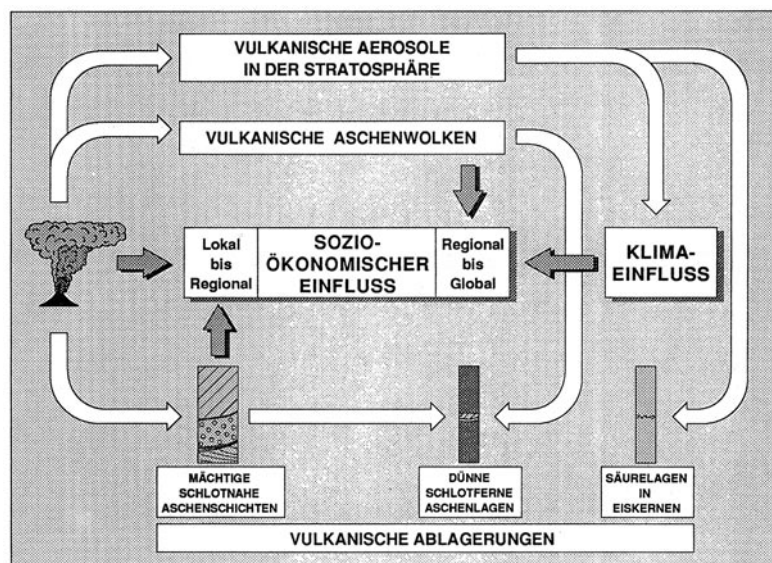


Abb. 4: Schematische Darstellung von bodennahen und atmosphärischen Auswirkungen explosiver Vulkaneruptionen. Aus SCHMINCKE & v.d. BOGARD (1989)

den, höhenabhängigen Windstärken und -richtungen viele 1 000 km weit verdriftet werden, bevor sie aussedimentieren. Bei der Eruption des Mt. Hudson im August 1991 wurden Aschen mindestens bis zu den 1 100 km entfernten Falklandinseln transportiert.

Man kann die eruptierten Massen durch **Mächtigkeits- und Flächenmessungen** in den Ablagerungsfächern einer Eruption bestimmen. Wenn der zeitliche Ablauf einer Eruption bekannt ist, ergeben sich hieraus **Masseneruptionsraten**. Die Höhe einer Eruptionssäule und z.T. auch die Masseneruptionsraten von historischen oder prähistorischen Eruptionen können anhand verschiedener Parameter der Tephraablagerungen abgeschätzt werden, z.B. eruptierte Gesamtmasse, Mächtigkeits- oder Flächenverteilung einer Tephra-schicht oder Durchmesser der maximalen Bimse (z.B. CAREY & SPARKS 1986; CAREY & SIGURDSSON 1989; WOODS & BURSİK 1991; SPARKS et al., 1992; BURSİK et al., 1992). Aus der **Korngrößenabnahme** der bei der Eruption geförderten Nebengesteinsbruchstücke (Xenolithe) in den Ablagerungsfächern lassen sich nicht nur die Höhe von Eruptionssäulen, sondern auch die Windgeschwindigkeiten zur Zeit der Eruption abschätzen (CAREY & SPARKS 1986).

Bis Anfang der 80er Jahre galt der sog. Dust Veil Index (DVI) (LAMB 1970) als Maß für den klimabeeinflussenden Eintrag von Vulkaneruptionen in die Stratosphäre. Der englische Meteorologe LAMB hatte in aufwendiger Kleinarbeit Anzeichen für Klimaverschlechterungen aus der Zeit von 1500 bis 1970 mit Vulkaneruptionen und deren mutmaßlicher Eruptionsmasse korreliert. Dieser methodische Ansatz ist nur noch sehr bedingt anwendbar. Zum einen ist unsere Kenntnis der wirklich eruptierten Massen großer historischer Vulkaneruptionen auch heute noch unvollkommen. Viel wichtiger aber ist, wie wir seit der Eruption des El Chichón (1982) wissen, daß es die durch Gas-Partikel Konversion entstandenen vulkanischen Aerosole sind, welche die Luftchemie in der Stratosphäre und das Strahlungsregime nachhaltig beeinflussen (→ Abb. 5). Bei gleichen Eruptionsvolumina und Masseneruptionsraten können ganz unterschiedliche Gasmengen in die Stratosphäre gelangen, wie der Vergleich der Mt. St. Helens- und El Chichón-Eruptionen anschaulich zeigt (→ Tabelle, S. 33). Vorbedingung für die atmosphärischen Wirkungen ist natürlich, daß die Eruptionssäule die Stratosphäre erreicht, was nur bei Masseneruptionsraten von $> \text{ca. } 10^8 \text{ kgs}^{-1}$ (hohe Breiten) bis 10^9 (Äquatornähe) möglich ist.

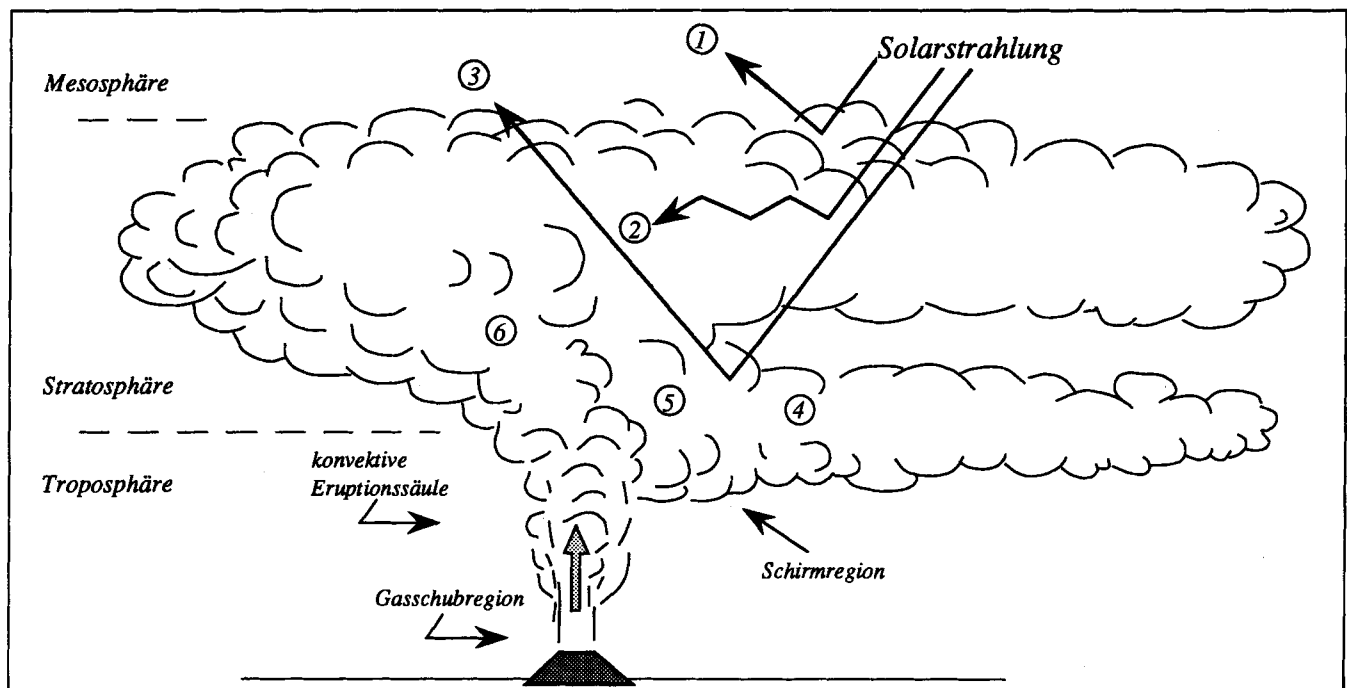


Abb. 5: Schematische Darstellung des Einflusses vulkanischer Volatilen auf das Strahlungsregime und die Zusammensetzung der Atmosphäre

A: Temperaturabnahme der oberflächennahen Atmosphäre durch:

- (1) Zunahme stratosphärischer Rückstreuung der Solarstrahlung
- (2) Zunahme stratosphärischer Absorption der Solarstrahlung
- (3) Steigerung der troposphärischen Albedo und Wolkenbildung durch die Zunahme von Kondensationskeimen

B: Geringe, kurzlebige Temperaturzunahme der oberflächennahen Atmosphäre durch:

- (4) Silikatische Aschepartikel ($\geq 1 \mu\text{m}$) wirken infrarot-aktiv, sind aber sehr kurzlebig (schnelle Sedimentation)
- (5) Einfluß der infrarot-aktiven Gase (CO_2 , CH_4) auf den Treibhauseffekt
- (6) Zerstörung des stratosphärischen Ozongleichgewichts durch H_2SO_4 Aerosole und Halogene (Chlor, Brom)

Tabelle: Abschätzung von eruptierten Magmavolumina ausgewählter Vulkaneruptionen sowie per Satellitenmessung und petrologisch ermittelte Aerosol- bzw. H_2SO_4 -Massen und die Auswirkungen der Eruptionen und ihrer Aerosole auf die Oberflächentemperatur. Zusammengestellt aus AGU (1992), PINTO et al., (1989) und IPPACH & SCHMINCKE (1993)

| Eruption | Jahr | Magma Volumen | Stratosphärisches Aerosol (Mt) | | Petrologische Abschätzung (Mt) | | ΔT Oberflächentemperatur |
|------------------------|------|-------------------|-----------------------------------|---------|-----------------------------------|------|-------------------------------------|
| | | | S.H. | N.H. | H_2SO_4 | HCl | |
| | | (km^3) | | | | | |
| Tambora (8 °S) | 1815 | 50 | 150 | 150 | 52 | 220 | – 0.4 bis – 0.7 |
| Krakatau (6 °S) | 1883 | 10 | 30 – 38 | 55 | 2.9 | 3.8 | – 0.3 |
| Santa Maria (15 °N) | 1902 | 9 | 22 | < 20 | 0.6 | 0.4 | – 0.4 |
| Katmai (58 °N) | 1912 | 15 | 0 | < 30 | 12 | 4 | – 0.2 |
| Agung (8 °S) | 1963 | 0.6 | 30 | 20 | 2.8 | 1.5 | – 0.3 |
| Mt. St. Helens (46 °N) | 1980 | 0.35 | 0 | – | 0.08 | 0.04 | 0 bis – 0.1 |
| El Chichón (17 °N) | 1982 | 0.3 – 0.35 | < 8 | 12 | 0.07 | – | – 0.2 |
| Pinatubo (15 °S) | 1991 | 5 (± 1) | – | 20 – 30 | ± 0.3 | – | – 0.5 |
| Mt. Hudson (46 °S) | 1991 | 3 (± 0.5) | > 1.75 | ? | 2.7 | ? | ? |

SH: Südhemisphäre; NH: Nordhemisphäre

4 Bestimmung der Flüchtigen Bestandteile (Volatile) in einem Magma

Magmatische Gase sind in Gesteinsschmelzen in der Tiefe bei höheren Drucken gelöst. Die Tiefe, in der sich beim Aufstieg eines Magmas, bei der Dekompression, eine freie Gasphase und damit Blasen bilden können, hängt vom Überlastungsdruck, der Viskosität und dem Volatilengehalt eines Magmas sowie dem Partialdruck eines Gases ab, der wesentlich von seinem Lösungsmechanismus bestimmt wird.

Die unterschiedlichen Magmentypen unterscheiden sich signifikant durch ihre Volatilenzusammensetzungen und -gehalte voneinander. Stark vereinfacht lässt sich zusammenfassen, daß der Volatilengehalt basaltischer insgesamt wesentlich geringer ist als der hochdifferenzierter Magmen und der CO_2 -Gehalt in Basaltmagmen, insbesondere alkalischen Basalten, den H_2O -Gehalt übersteigt. Bei der Abkühlung der in die Kruste aufgestiegenen Magmen und der mit der Abkühlung einhergehenden Differentiation reichern sich eine Reihe von Fluidkomponenten in den Derivatmagmen an (z.B. H_2O , F, Cl). Mäßig lösliche Komponenten wie CO_2 und, weniger ausgeprägt, auch SO_2 können schon vor einer Eruption fast quantitativ (CO_2) bzw. zu etwa 50 % (SO_2) aus niedrig viskosen basaltischen Magmen entweichen (GREENLAND 1984). Diese *nicht-eruptive Entgasung* von Vulkanen ist daher von großer Bedeutung, wobei der Anteil prä-, syn- und posteruptiver Entgasung unterschiedlicher Magmensysteme noch wenig erforscht ist (\rightarrow Farbtafeln, S. 42, Abb. 1 d; S. 43, Abb. 3 a, 3 b).

4.1 Direkte Gasmessungen

Die Zusammensetzung und die Emissionsraten vulkanischer Gase können in Fumarolen, offenen Schloten, eruptierten Gaswolken oder über Lavaströmen oder Lavaseen beprobt und gemessen werden. Seit einigen Jahren werden

SO_2 mit einem Korrelationsspektrometer (COSPEC) und CO_2 mit Infrarotspektrometern gemessen, H_2O -Gehalte indirekt durch allerdings variable $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{O}$ - bzw. $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ -Verhältnisse bestimmt (z.B. CASADEVALL et al., 1983; ROSE et al., 1986). Angesichts der großen logistischen Schwierigkeiten 1. bei der Messung an Schloten oder während einer Eruption, 2. bei der Kontamination der Magmen in der Oberkruste, z. B. durch Grundwasser, 3. bei der Aufoxidation aller reduzierten Anteile beim Kontakt mit Luft und 4. der Tatsache, daß die *schwer* löslichen Volatilen bereits vor einer Eruption in unterschiedlichen Mengen entweichen können, die *leicht* löslichen erst bei der Eruption frei werden, aber in unterschiedlichen Mengen noch in den Lavaströmen oder abgeschreckten Aschenpartikeln verbleiben, ist die Interpretation von Gasanalysen äußerst schwierig (GIGGENBACH 1984). Die Zusammensetzung der *magmatischen* in einer Schmelze in der Tiefe gelösten Gase unterscheidet sich daher grundsätzlich von der in Fumarolen (\rightarrow Farbtafel, S. 43, Abb. 3 b) oder aus einem Schlot entweichenden, unterschiedlich stark fraktionierten und kontaminierten *vulkanischen* Gasen. Die in Eruptionssäulen ablaufenden Fraktionierungs-, Entgasungs- und Adsorptionsprozesse sind ungeklärt. Man kann aber davon ausgehen, daß sich die Zusammensetzung der in die *Stratosphäre aufgestiegenen Gase* großer plinianischer Eruptionen von der Zusammensetzung der vulkanischen Gase im Schlot oder in der Eruptionssäule wesentlich unterscheidet.

4.2 Eiskerne

Eine elegante Methode zum indirekten Nachweis von Aerosolwolken auch prähistorischer Vulkaneruptionen bis zu einem Alter von > 50 000 Jahren vor heute ist die Bestimmung der nach einer Eruption aus der Stratosphäre aussedimentierten bzw. in der Troposphäre durch Niederschläge ausgewaschenen und im Inlandeis von Grönland oder der Antarktis eingefrorenen Aerosole (Säureanreicherungen) in langen Eiskernen (H_2SO_4 , in kleineren Mengen auch

HCl und HF), (HAMMER 1977; HAMMER et al., 1980) (→ Abb. 4, S. 31). Zur stratigraphischen Kontrolle werden neben den Säurepeaks auch stabile Isotopenverhältnisse und Staubanreicherungen in den Eiskernen gemessen. Erst wenn die Eiskerndaten durch andere Informationen über eine bestimmte Vulkaneruption ergänzt und bestätigt sind (z.B. C_{14} -datierte Ablagerungen, historische Berichte, Baumringinformation), ermöglicht die **Säurepeakstratigraphie** in Eiskernen eine hervorragende, fast lückenlose Rekonstruktion von Vulkaneruptionen – vorausgesetzt, eine Eruption fand nicht während einer Phase extrem reduzierter Schneefalltätigkeit statt. Aus der Mächtigkeit der Eiskerne wurden auch emittierte HCl-, HF- und SO_2 -Mengen (Faktor 2) einiger historischer Eruptionen ermittelt (CLAUSEN & HAMMER 1988).

4.3 Schmelzeinschlüsse

Man kann die Zusammensetzung und Konzentration magmatischer Volatile (z.B. CO_2 , H_2O , S, F und Cl) auch in den Tephraablagerungen älterer Vulkaneruptionen bestimmen, indem man **Schmelzeinschlüsse** in Einsprenglingen chemisch analysiert, die in Glasscherben oder Bimslapilli vorkommen, z.B. mit der Mikrosonde, Ionensonde oder der Infrarotspektroskopie (→ Abb. 6, 7), (DEVINE et al., 1984; SIGURDSSON et al., 1985; SIGURDSSON 1989). Diese Analysen erlauben zusammen mit Volumenabschätzungen der gesamten eruptierten Tephra oder Lava eine Abschätzung der Masse der emittierten Gase. Die mit diesen petrologischen und Eiskernmethoden ermittelten Gasmengen stimmen in einigen Fällen gut überein, in anderen gibt es

größere Diskrepanzen. Auch die Übereinstimmung mit den von Satelliten gemessenen Aerosolmengen ist gut, mit Ausnahme des in Abschnitt 5.3 besprochenen Schwefeldillemmas.

Die vielversprechendste Methode zur quantitativen Bestimmung der Volatilenkonzentrationen z.B. von H, C, S, Cl, Br, I ist die Analyse von Glaseinschlüssen in Kristallen und der umgebenden Matrix mit der **Ionensonde**, einem Instrument zur *in situ* Analyse von Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnissen an wenigen Quadratmikrometern. Der Probenausschnitt wird mit einem gebündelten Strahl energiereicher Primärionen beschossen, wobei Probenmaterial von der Oberfläche verdampft; das sekundär erzeugte, teilweise ionisierte Gas wird in ein Massenspektrometer hineinbeschleunigt, mit dem die relativen Häufigkeiten dieser Sekundärionen sehr genau bestimmt werden.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß der Volatilengehalt basaltischer Magmen im wesentlichen durch die Zusammensetzung der partiell aufgeschmolzenen Ausgangsgesteine im Erdmantel und durch die Aufschmelzbedingungen bestimmt wird, daß ihre Volatilen jedoch wegen ihrer unterschiedlichen Löslichkeit vor der eigentlichen Eruption in der Reihenfolge CO_2 , SO_2 und in sehr geringem Maße H_2O als separate Gasphase entweichen können, insbesondere, wenn sich die Magmen vor einer Eruption in einem oberflächennahen Magmenreservoir aufhalten. In höher differenzierten Magmen konzentrieren sich die Volatilen, da die meisten der bei hohen Temperaturen auskristallisierenden Mineralphasen (Olivin, Pyroxen, Plagioklas) volatilfrei oder -arm sind. In Magmen, die über Subduktionszonen entstehen, entstammen vermutlich signifikante Anteile der in Vulkanen emittierten CO_2 -, N_2 -, SO_2 -, H_2S - sowie vermutlich H_2O -Mengen aus den subduzierten Sedimenten.

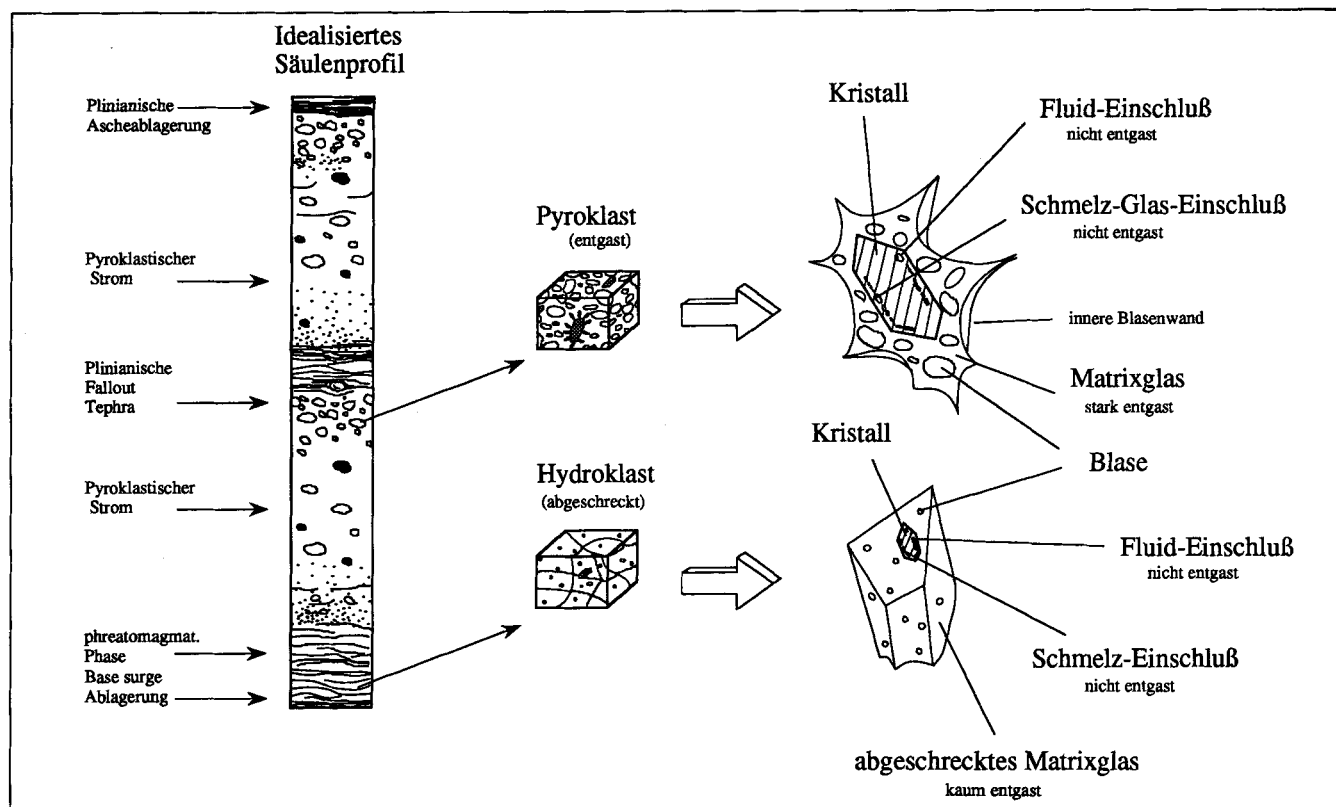


Abb. 6: Schematische Darstellung der methodischen Schritte zur Bestimmung der prä- und posteruptiven Volatilenkonzentration in Kristallen und ihren Schmelzeinschlüssen sowie in vulkanischen Glasscherben

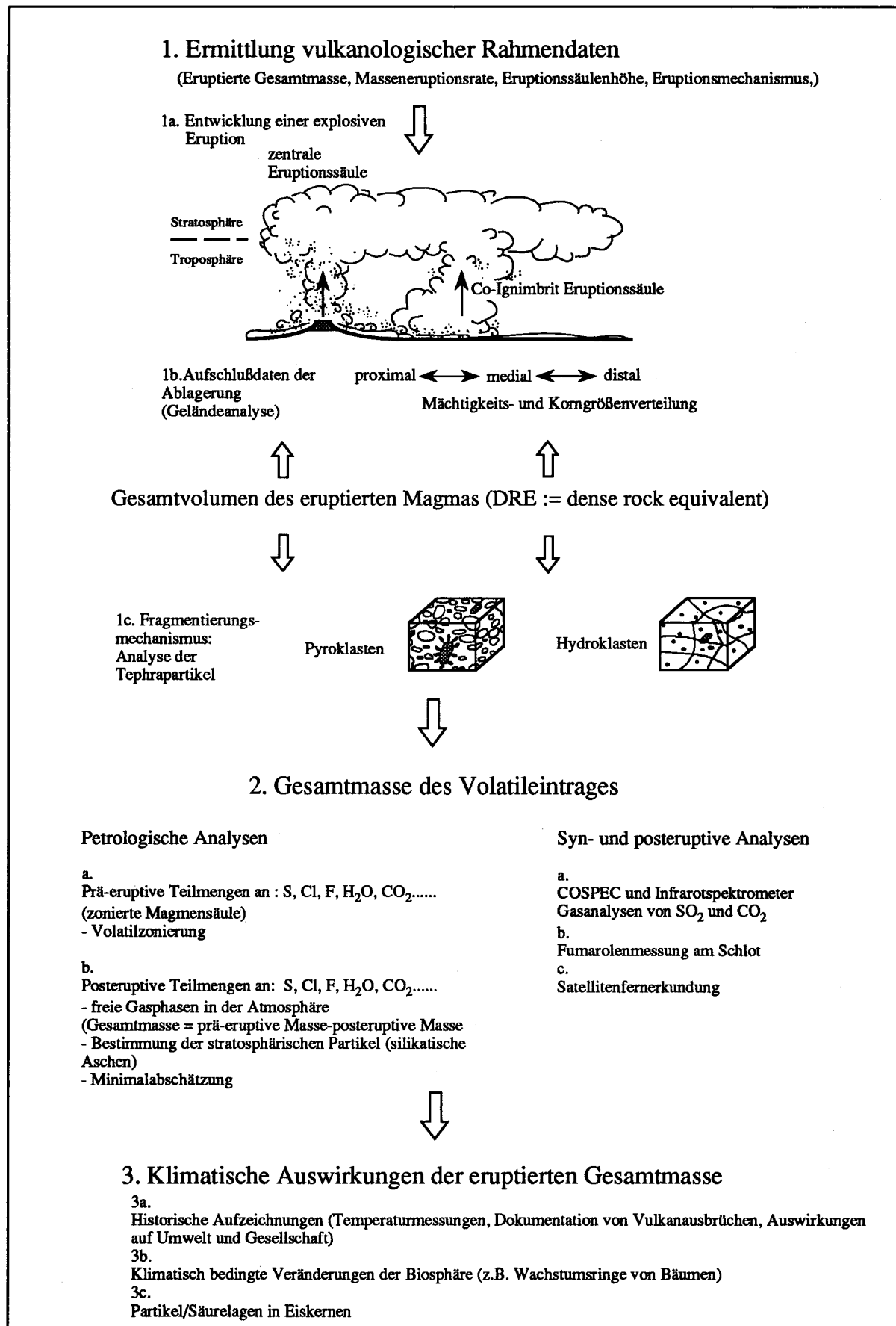


Abb. 7: Methodische Arbeitsschritte zur Ermittlung der atmosphärischen Auswirkungen einer explosiven Vulkaneruption

5 Die wichtigsten magmatischen Gase

5.1 H₂O

Zwar stellt der aus einem Krater entweichende Wasserdampf, oft von weitem das eindrucksvollste Zeichen eines tätigen oder zumindest noch heißen Vulkans, eine Mischung aus magmatischen Gasen und erhitztem Grund- oder Oberflächenwasser dar; jedoch ist H₂O diejenige flüchtige Phase in Magmen, welche die Beschleunigung und Masseneruptionsrate von Eruptionssäulen wesentlich steuert. Die Bedeutung von H₂O in Magmen spiegelt sich auch in der Häufigkeit OH-haltiger Mineralphasen wie Amphibol oder Glimmer, die in Magmakammern auskristallisieren. Bei plinianischen Eruptionen gelangen große Mengen Wasserdampf in die Stratosphäre. Zusammen mit den schwefelhaltigen Gasen bilden sie im Laufe von wenigen Wochen wäßrige Schwefelsäuretröpfchen.

Es ist schwierig, Wassergehalte in Magmen quantitativ zu bestimmen, insbesondere die in die Stratosphäre injizierten Mengen; in der Literatur fehlen daher genauere Massenbilanzen. Die Wassergehalte von Magmen variieren extrem. Stark vereinfacht läßt sich sagen, daß H₂O in hochdifferenzierten Magmen wesentlich besser löslich ist als in basaltischen. In frischen vulkanischen Gläsern ergibt die Differenz der mit der Mikrosonde quantitativ bestimmten Oxide zu 100 einen groben Anhaltspunkt; frische Basaltgläser aus der Tiefsee (Mittelozeanische Rücken) zeigen Summen um 99, rhyolithische Gläser etwa um 95 Gew.-%. Messungen der H-Konzentration in Gläsern (nicht entgasen Schmelzeinschlüssen, z.B. in Quarzeinsprenglingen aus Rhyolithmagmen) mit der Ionensondentechnik ergaben H₂O-Gehalte von 5–7 Gew.-% (DUNBAR & HERVIG 1992 a, b). Magmen, die entlang von Subduktionszonen eruptieren, sind sehr H₂O-reich und CO₂-arm, wie die Analyse von frischen Gläsern von gedredhten Proben aus dem Subduktionszonenmilieu und von Schmelzeinschlüssen in Kristallen ergab (z.B. MUENOW et al., 1989). Dieses H₂O steigt in den hangenden Mantelteil auf und löst dort möglicherweise durch Erniedrigung der Schmelzkurve partielles Aufschmelzen aus; H₂O und wasserlösliche Elemente wie K und B werden den neu entstehenden Magmen beigegeben. Welcher Anteil des magmatischen H₂O bei der partiellen Aufschmelzung des Ausgangsgesteins entstanden ist und welcher erst in der Magmakammer, etwa durch Diffusion oder Wassereinbruch in teilentleerte und wieder ausgefüllte Kammern, ist ein aktuelles Forschungsthema. Es mehren sich die Anzeichen dafür, daß sowohl in basaltischen wie in hochdifferenzierten Magmen ein signifikanter Anteil des H₂O erst in krustalen Magmakammern zugeführt wird (HILDRETH et al., 1984; KYSER & O'NEIL 1984).

5.2 CO₂

CO₂ ist die quantitativ bedeutendste magmatische Volatilenkomponente in den mit Abstand auf der Erde überwiegenden basaltischen Magmen. CO₂ ist in basaltischen und insbesondere in höher differenzierten Magmen schlechter löslich als andere Gase und kann daher schon bei höheren Drucken eine freie Gasphase bilden, aufsteigen und in die Atmosphäre entweichen. Nach Untersuchungen von GER-

LACH & GRAEBER (1985) und GREENLAND (1984) haben die Basaltmagmen des Kilaueavulkans auf Hawaii, des am besten untersuchten Vulkans der Erde, schon einen großen Teil des CO₂ verloren, wenn sie sich in oberflächennahen Magmakammern sammeln. Bei höheren Drucken entstandene Kristalle enthalten jedoch oft CO₂-reiche Fluideinschlüsse. Die plötzliche nichteruptive Gasemission von CO₂-dominierten Gasen stellt in manchen Vulkangebieten eine tödliche Gefahr dar; in der Umgebung des Lake Nyos in Kamerun starben bei einer CO₂-Emission aus einem Kratersee 1985 etwa 2 000 Menschen. Die z.B. in den jungen Vulkanfeldern der Eifel in großen Mengen aus der Erde entweichenden – am Ostufer des Laacher Sees auch als sprudelnde Entgasung sichtbar – und in großem Umfang industriell genutzte CO₂-Emission ist durch Entgasung von in der Tiefe stagnierenden Magmen zu erklären (GIGGENBACH et al., 1991).

Eine volumenmäßig signifikante CO₂-Entgasung findet am Meeresboden an den mittelozeanischen Rücken statt (BOTTINGA & JAVOY, 1989). Die wenigen Gasblasen in den Glasrändern der in 2 000–3 000 m Wassertiefe eruptierten Basalte enthalten nur CO₂ (MOORE 1979), während in diesen relativ trockenen Magmen oberhalb etwa 150 m SO₂ und ab etwa 50 m Wassertiefe auch H₂O freie Gasphasen bilden können (MOORE & SCHILLING 1973). Das in submarinen Vulkanen freiwerdende CO₂ wird jedoch überwiegend im Meerwasser wieder gelöst.

Die an mittelozeanischen Rücken und über Subduktionszonen freiwerdenden CO₂-Mengen sind zwar etwa gleich (jeweils ca. $1.5 \times 10^{12} \text{ mol a}^{-1}$), jedoch entstammen ca. 80 % des in *Subduktionszonenvulkanen* entweichenden CO₂ vermutlich exogenen Quellen, im wesentlichen subduzierten Sedimenten und nicht dem Erdmantel (GERLACH 1991; VAREKAMP et al., 1992). *Intraplattenvulkane* dagegen können in kurzer Zeit sehr große Mengen an CO₂ freisetzen: Die CO₂-Emissionen des Kilauea und Ätna zusammen entsprechen etwa 50 % der CO₂-Emission am gesamten System der mittelozeanischen Rücken (ALLARD et al., 1991; GERLACH 1991). Die CO₂-Emissionen hängen allerdings stark von der jeweiligen Aktivität eines Vulkans ab. Der geschätzte mittlere atmosphärische CO₂-Eintrag des Ätna beträgt täglich etwa $1,03 \times 10^9 \text{ mol d}^{-1}$ (1975–1987) und variiert je nach Aktivität von 8.5×10^8 bis $3.5 \times 10^9 \text{ mol d}^{-1}$, der des Kilauea $1.1 \times 10^8 \text{ mol d}^{-1}$ (1956–1983) (ALLARD et al., 1991).

Angesichts der Treibhausproblematik wird leicht übersehen, daß das CO₂-Reservoir der Atmosphäre durch Gesteinsverwitterung, Ablagerung von Karbonaten und Sedimentation von organischem Material innerhalb von 10 000 Jahren aufgebraucht wäre (Atmosphären-Ozeansysteme, 500 000 Jahre), wenn es nicht ständig durch vulkanische, diagenetische und metamorphe Entgasung wieder aufgefüllt würde. Die Entgasungsraten in diesen beiden geologischen Systemen – Vulkane ca. $3–4 \times 10^{12} \text{ mol a}^{-1}$, Gesamtentgasung der Erde ca. $6–11 \times 10^{12} \text{ mol a}^{-1}$ – sind jedoch sehr viel niedriger als die anthropogene CO₂-Produktion durch Verbrennung von fossilen Brennstoffen, Zementproduktion und Gasabflackern (ca. $500 \times 10^{12} \text{ a}^{-1}$) und der in gleicher Größenordnung liegende anthropogene Beitrag durch Behandlung der Biomasse (z.B. Entwaldung),

45 mal mehr als die *terrestrische* CO_2 -Produktion, um das *atmosphärische* CO_2 -Reservoir aufzufüllen. Magmatische CO_2 -Emissionen haben daher normalerweise für die Strahlungsbilanz keine große Bedeutung, mit der möglichen kurzfristigen Ausnahme großer basaltischer Fluteruptionen an Land. Obwohl die globale vulkanische SO_2 -Emission (ca. $0.24 \times 10^{12} \text{ mol a}^{-1}$, BERRESHEIM & JESCHKE 1983; GERLACH 1991) nur etwa 5–10 % der von CO_2 entspricht, ist der vulkanische SO_2 -Eintrag in die Atmosphäre ungleich wichtiger.

5.3 SO_2

Schwefelverbindungen, vor allem SO_2 , gehören zu den atmosphärischen Spurengasen, die wesentlich aus Vulkanen stammen und im Vergleich zu anderen magmatischen Gasen direkt für die Strahlungsbilanz und indirekt für die Luftchemie (O_3) große Bedeutung haben. SO_2 ist das einzige vulkanische Gas, das häufig mit Fernerkundungsmethoden (COSPEC) über *Vulkangebäuden* oder *offenen Schloten* quantitativ bestimmt wird. Da S-Konzentrationen mit dem COSPEC auch genauer gemessen werden können als andere vulkanische Gase, liegen mit Abstand die meisten Daten über die Gasemissionen von aktiven Vulkanen für S-Gehalte vor. Aus der unterschiedlichen Schwefellöslichkeit in verschiedenen Magmen ergibt sich, daß signifikante Mengen an S schon aus oberflächennahen Magmakammern entweichen (CAROLL & RUTHERFORD 1985; GERLACH 1986; METRICH & CLOCCHIATI, 1989). Schwefelgehalte *basaltischer* bis *trachyandesitischer* sind wesentlich höher als die hochdifferenzierter Magmen (WENDLANDT 1982; CAROLL & RUTHERFORD 1985; ANDRES et al., 1991). Allerdings sind die Masseneruptionsraten basaltischer Magmen normalerweise viel zu niedrig, um Eruptionssäulen zu erzeugen, die bis in die Stratosphäre

aufsteigen können. Dagegen können in großen explosiven Eruptionen höher differenzierter Magmen innerhalb kurzer Zeit gewaltige Schwefelmengen freigesetzt und bis in die Stratosphäre transportiert werden (z.B. Pinatubo, 15. 6. 1991, $3.1 \times 10^8 \text{ mol}$; Hudson-Vulkan 12. 8. 1991, $3.1 \times 10^7 \text{ mol}$) (\rightarrow Abb. 8, Tabelle, S. 33). Ob die großen Schwefelmengen, die in Subduktionszonenvulkanen eruptiert werden, von den partiell mobilisierten Subduktionsgesteinen stammen, ist noch ungeklärt. Die sehr unterschiedliche S-Konzentration in sonst ähnlichen Magmen (El Chichón, Mt. St. Helens) ist vielleicht auf unterschiedliche Schwefelkonzentrationen in den Ausgangsgesteinen oder im Bereich der Magmakammer zurückzuführen.

Die *dominierenden S-Spezies* in vulkanischen Gasen sind SO_2 und H_2S (GERLACH & NORDLIE 1975). Die SO_2 -Bildung wird durch hohe Temperaturen und hohe O_2 -Flugazitäten begünstigt, die von H_2S bei niedrigeren Temperaturen und geringeren Sauerstoff-Flugazitäten. In Fumarolen sind H_2S und S_2 nach SO_2 die volumetrisch wichtigsten schwefelhaltigen Komponenten. Auch COS und CS_2 , wichtige Spurengase, treten in Fumarolen im Gleichgewicht mit CO_2 , H_2 , CH_4 und CO als akzessorische Komponenten auf (GERLACH 1986).

An *offenen Schloten* können Gaskonzentrationen genauer gemessen werden als über Gesamt Vulkanen, da dort vielfältige Reaktionen mit dem Nebengestein auftreten können (CASADEVALL et al., 1983; GREENLAND et al., 1985; ANDRES et al., 1991, 1992). Man muß zunächst die Dynamik und Herkunft der SO_2 -Mengen für jeden Vulkan individuell untersuchen, bevor generelle Aussagen über magmatische Schwefelbilanzen oder Eruptionsvorhersagen aufgrund zunehmender SO_2 -Emissionsraten gemacht werden können. Die Nettoemission hängt von der Eruptionshäufigkeit und -intensität ab. Gewaltige Mengen an SO_2 ($= 6.2 \times$

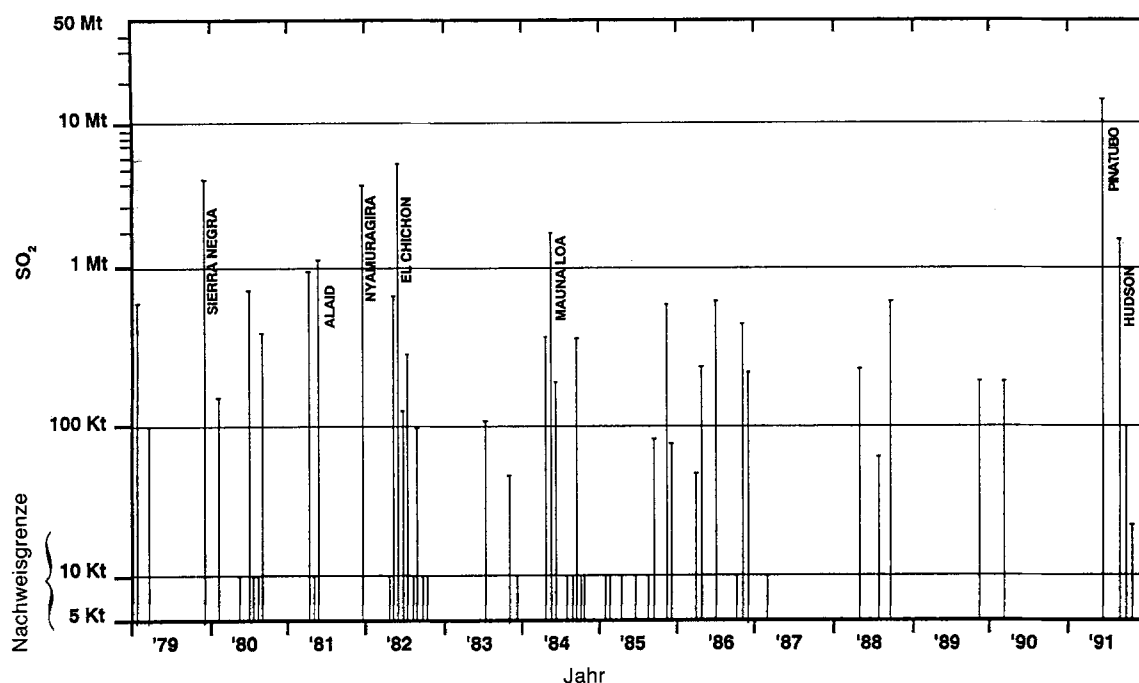


Abb. 8: SO_2 -Emissionen vulkanischer Eruptionen seit 1979 bestimmt mit dem Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS). Nach KRUEGER (unveröffentlicht)

10^7 mol d^{-1} , gemittelt für den Zeitraum von 1975 bis 1987, etwa 10 % des geschätzten globalen vulkanischen Schwefelausstoßes $= 2.9 \times 10^{10} \text{ mol a}^{-1}$) entweichen z.B. am Ätna/Sizilien (ALLARD et al., 1991). Der mittlere SO_2 -Ausstoß der Kilauea-Eruptionen von 1956 bis 1984 liegt in gleicher Größenordnung von 3×10^6 bis $> 1.55 \times 10^8 \text{ mol d}^{-1}$. In Guatemala z.B., einem Land mit vielen tätigen Vulkanen mit ständiger Dombildung, entweichen $1.25 \times 10^6 \text{ mol d}^{-1}$ aus nicht eruptierten Magmakörpern, möglicherweise bedingt durch variable Konvektion in einem unterlagernden Magma (ANDRES et al., 1992). Fuego, ein im Augenblick ruhender Basaltvulkan, emittiert $2.6 \times 10^6 \text{ mol d}^{-1}$, vermutlich aus einem kristallisierenden oberflächennahen Magmakörper. Der kontinuierlich strombolianisch eruptierende Pacaya-Vulkan emittiert durchschnittlich $4 \times 10^6 \text{ mol d}^{-1}$, fast ausschließlich während der häufigen Eruptionsphasen. *Prä-eruptive Schwefelgehalte historischer Eruptionen* können in erster Näherung durch Analyse von Glaseinschlüssen in Phänokristallen mit der Elektronenmikrosonde bestimmt werden (\rightarrow Abb. 6, S. 34), (DEVINE et al., 1984; SIGURDSSON et al., 1985; METRICH & CLOCHIATTI 1989; PALAIS & SIGURDSSON 1989), eine Methode, die auch für Abschätzungen des Schwefelausstoßes bei der 11 000 Jahre alten Laacher-See-Eruption angewendet wurde (SCHMINCKE et al., 1990; BOGAARD et al., 1990). Etwa 50–90 % des Schwefelgehaltes eines eruptierten Magmas werden bei einer Eruption als Gas freigesetzt.

Die bei Eruptionen per Satellit oder mittels COSPEC gemessenen SO_2 -Mengen, gasanalytisch direkt bestimmten und an Gläsern und Schmelzeinschlüssen gemessenen Schwefelkonzentrationen weisen häufig *gravierende Diskrepanzen* auf. So zeigen beispielsweise die basaltischen Andesitvulkane Lascar und Lonquimay in Chile jeweils 150- und 65fach höhere Schwefelentgasungsraten, als die Analyse ihrer Gläser und Glaseinschlüsse erwarten läßt (ANDRES et al., 1991). Nur etwa 10 % der emittierten SO_2 -Mengen der Eruption des El Chichón im Jahre 1982 und des Nevado del Ruiz in 1985 lassen sich durch Entgasung des eruptierten Magmas erklären (LUHR et al., 1984; SIGURDSSON et al., 1990). Auch bei der Eruption des Pinatubo war die Diskrepanz zwischen emittierten SO_2 -Mengen und der maximal im Magma löslichen sehr groß (BAKER & RUTHERFORD 1992; McKIBBEN et al., 1992).

In den Aschen und Lapillipartikeln der El Chichón-Dazite und Pinatubo-Dazite/Andesite wurden Anhydritphänokristalle gefunden, durch deren Zerfall während der Eruption vielleicht große Mengen von Schwefel als SO_2 freigesetzt wurden, eine Möglichkeit, um den gewaltigen Überschuß zu erklären. Einschlüsse von Fluiden in Anhydriten vom Pinatubo haben gezeigt, daß ein Teil dieser Kristalle hydrothermal vor der Eruption gewachsen sind. Möglicherweise trifft diese Erklärung auch auf die Anhydritkristalle der El Chichón-Eruption zu.

Eine weitere Möglichkeit der *Anreicherungsmechanismen* für SO_2 in der Eruptionssäule ist die Entgasung nichteruptierter Magmen, denn bei explosiven Eruptionen werden häufig vermutlich nicht mehr als ca. 10 % des Magmas in einer Magmakammer eruptiert. Auch die Intrusion schwefelreicher Basaltmagmen in nichtbasaltische, schwefelarme Magmen kann die Anreicherung von Schwefel in der Gas-

fraktion verstärken. Es ist seit längerem bekannt, daß vor Eruptionen höher differenzierter Magmen heißere basaltische Magmen in die Schmelzreservoirs injiziert werden, aber nicht oder nur zum kleinen Teil eruptieren, jedoch möglicherweise einen Teil ihres Schwefelgehaltes an die hangenden Magmen abgeben. Möglicherweise können Volatile wie SO_2 und Wasserstoffhalogenide durch CO_2 - und H_2O -Blasen aus dem nichteruptierten Magmavolumen herausgelöst werden.

5.4 Halogene

Die wichtigsten Halogeneträger bei vulkanischen Entgasungsprozessen sind Wasserstoffhalogenide wie HCl und HBr. Hochdifferenzierte alkalische Magmen zeigen die höchsten Halogengehalte, jedoch sind die vorliegenden Daten dürftig. Erste Massenbilanzierungen von Halogenemissionen bei Großeruptionen anhand der Zusammensetzung von Gläsern und Schmelzeinschlüssen von Phänokristallen ergaben HCl-Emissionen zwischen 1Gg bis 1TG (2.74×10^7 bis $2.74 \times 10^{10} \text{ mol}$), (mittelozeanische Rückenbasalte und Alkalibasalte, Island) und 1Tg bis 100Tg (2.74×10^{10} bis $2.74 \times 10^{12} \text{ mol}$) in Andesiten, Dazit bis Rhyolithen (DEVINE et al., 1984; PALAIS & SIGURDSSON 1989). Wegen ihrer relativ guten Löslichkeit werden meist nur ca. 20–50 % der Halogenmengen eines Magmas bei einer Eruption als Gas freigesetzt. In plinianischen Eruptionen können bis ca. 5 Mt HCl gefördert werden, jedoch wird möglicherweise der größte Teil an Tephrapartikeln adsorbiert (OSKARSSON 1980) oder durch unterkühltes Wasser und Eis aus der Eruptionssäule entfernt, bevor die Halogene die Stratosphäre erreichen (TABAZADEH & TURCO 1992). Auch F ist möglicherweise an Aschenpartikeln adsorbiert und wird damit relativ früh ausgewaschen.

Halogenradikale, die sich in der Stratosphäre durch Photolyse bilden, können nach unterschiedlichen Reaktionen katalytisch Ozon abbauen (CRUTZEN 1989). Da die vulkanogene Zerstörung relativ kleiner Ozonfraktionen in 15–20 km Höhe für die Effektivität der UV-Absorption quantitativ weitaus wirksamer ist als die größerer Ozonfraktionen in größerer Höhe, spielt wahrscheinlich die Höhe der Eruptionssäule nur eine untergeordnete Rolle, sofern nur die Stratosphäre erreicht wird.

Die Reduktion der Ozonkonzentration durch den Eintrag von vulkanischen Aerosolen wurde zum erstenmal nach der Eruption des Agung-Vulkans im Jahre 1963 nachgewiesen (GRANT et al., 1992). Die H_2SO_4 -Aerosole wandeln während heterogener Reaktionen NO_x (z.B. N_2O_5) in Salpetersäure (HNO_3) und inaktive Chlor-Reservoirs der Stratosphäre (ClONO_2 , HCl) in reaktives Chlor (Cl, ClO) um, das die Ozonschicht stark angreift (BRESSEUR 1990, 1992). Messungen der Ozonkonzentrationen in der Stratosphäre zwischen September 1991 und Frühjahr 1992 nach den Ausbrüchen der Vulkane Pinatubo und Hudson zeigen eine deutliche Abnahme der Ozonkonzentration bis zu 15–20 % in unterschiedlichen Höhen (z.B. HOFMANN et al., 1992).

6 Vulkanismus-Klima-Beziehung

Bis zur Eruption des El Chichón im April 1982 herrschte die Auffassung vor, **vulkanische Aerosole**, deren Existenz und mögliche klimatische Auswirkungen im Prinzip seit über 100 Jahren bekannt war und die nach großen Vulkanausbrüchen farbtintensive Dämmerungserscheinungen am Himmel hervorrufen, bestünden hauptsächlich aus vulkanischen Aschenpartikeln (Bimse, d.h. poröse vulkanische Gläser) oder ihre Bruchstücke (Glasscherben), Mineraleinsprenglinge und Nebengesteinsbruchstücke). Seit der Eruption des Mt. St. Helens am 18. 5. 1980 mehrten sich die Hinweise darauf, daß silikatische Aschepartikel, die bis in die Stratosphäre aufgestiegen sind, verhältnismäßig rasch wieder ausfallen (CAREY & SIGURDSSON 1982). Die Untersuchung der nach den Eruptionen des Agung-Vulkans im Jahre 1963 und des El Chichón (1982) (CASTLEMAN et al., 1974; TURCO et al., 1982; HOFMANN & ROSEN 1983; SNETSINGER et al., 1987; MICHELANGELI et al., 1989) gebildeten Aerosole ergab, daß der größte Anteil vulkanischer stratosphärischer Aerosole aus submikroskopischen Tröpfchen wässriger Schwefelsäure (H_2SO_4) besteht, die sich durch photochemische Oxidation und Reduktion von SO_2 und H_2O bilden. Der Gehalt vulkanischer Aerosole in der Atmosphäre steigt nach größeren explosiven Eruptionen auf Werte an, die um mehr als ein bis zwei Größenordnungen über dem „Normal“-Zustand liegen (BRASSEUR 1992). Je nach geographischer Lage eines Vulkans und je nach Jahreszeit werden die vulkanischen Aerosole von den herrschenden Windsystemen verfrachtet, bleiben oft als zusammenhängende Schleier noch einige Zeit zusammen und sammeln sich im allgemeinen 1–2 Jahre nach einer Eruption über beiden Polgebieten (LABITZKE 1988).

Die erhöhten vulkanischen Aerosolkonzentrationen in der Stratosphäre führen zu einer Erwärmung der Stratosphäre, wie nach den Ausbrüchen des Agung (März 1963) und des El Chichón (März-April 1982), (LABITZKE et al., 1983; GELMANN 1992; SIMARSKI 1992). Die nachfolgende Abkühlung der bodennahen Luftschichten ist ausführlich von SCHÖNWIESE (1992) diskutiert worden. Die besten Korrelationen mit den Temperaturwerten ergeben sich bei den Säuregehalten von Eisbohrkernen von Grönland, die sich jeweils 1–3 Jahre nach einem Vulkanausbruch erhöhen (HAMMER et al., 1980). Klimatische Temperaturänderungen wurden auch anhand von Wachstumsringen von Bäumen, jahreszeitlichen Seeablagerungen (Warven) und Korallenwachstum erfaßt (SIMARSKI 1992).

Wir können also heute davon ausgehen, daß große plinianische SO_2 -reiche, bis in die Stratosphäre reichende Eruptionen Temperaturen regional um mehrere Zehntel $^{\circ}\text{C}$ erniedrigen können, ca. 0.2–0.3 $^{\circ}\text{C}$ global und bis zu 0.5 $^{\circ}\text{C}$ regional. Nach wie vor unsicher ist jedoch, welche klimatischen Auswirkungen *direkt* auf vulkanisch bedingte Temperaturerniedrigungen zurückgeführt werden können. Daß Vulkaneruptionen auch dadurch massiv in das Klima eingreifen, daß sie z.B. Eiszeiten auslösen oder globale Biokatastrophen bewirken können, ist häufig behauptet worden. Diese Hypothesen bewegen sich jedoch im Grenzbereich zwischen seriöser Wissenschaft und wenig begründeten Spekulationen. Der Eintrag von klimarelevanten Ga-

sen in die Troposphäre bei langanhaltenden *basaltischen Eruptionen*, die sich über mehrere Monate oder Jahre erstrecken, hat das Interesse von Wissenschaftlern geweckt, seit Benjamin FRANKLIN, seinerzeit amerikanischer Gesandter in Paris, 1776 die Entstehung und Auswirkungen des sog. „blauen Nebels“ auf eine Vulkaneruption zurückführte. Wie wir heute wissen, waren es die basaltische Laki-Spalteneruption in Island, mit 12 km^3 die größte basaltische Eruption in historischer Zeit und die im gleichen Jahr erfolgte Eruption des Asama-Vulkans in Japan, welche diese atmosphärische Störung hervorgerufen hatten. Einzelne Flutbasaltlavaströme, z.B. auf dem gut untersuchten Columbia River-Basaltfeld, haben Volumina von $> 1\,000\,\text{km}^3$ und bedeckten Flächen von $> 10\,000\,\text{km}^2$. Die bekannteste globale Faunenkatastrophe in der Erdgeschichte an der Wende Kreide/Tertiär vor ca. 65 Millionen Jahren wird von manchen Wissenschaftlern auf die ungeheuer schnelle Eruption der Dekkanflutbasalte zurückgeführt. Extreme Mengen an CO_2 mit etwa $6\text{ bis }20 \cdot 10^{21}$ Mol wurden möglicherweise während der Eruption der Dekkanbasalte freigesetzt und führten nach Meinung von RAMPINO (1991) und CALDEIRA & RAMPINO (1991) zu einer globalen Erwärmung um etwa 1 $^{\circ}\text{C}$ und nach Berechnungen von McLEAN (1988) zu einer destabilisierten Atmosphäre, möglicherweise Ursache für das Faunensterben.

Die erst durch moderne Fernerkundungsmethoden möglich gewordene Erkenntnis, daß es weniger die Aschenpartikel sind als magmatische Gase, die in der Stratosphäre wirksam werden, hat der Diskussion um die globalen klimatischen Auswirkungen von Vulkaneruptionen eine neue Dimension gegeben, viele neue Fragen aufgeworfen und gleichzeitig die Rekonstruktion der Einwirkung großer prähistorischer Eruptionen auf die Atmosphäre sehr erschwert, da es wesentlich leichter ist, die Lava-/Tephramassen einer früheren Eruption zu bestimmen als die emittierten Gasmassen.

7 Ausblick

Es ergibt sich aus den hier skizzierten Zusammenhängen, daß der Einfluß von Vulkaneruptionen auf Luftchemie und Strahlungs- und Energiehaushalt der Atmosphäre ein interdisziplinäres Forschungsthema *par excellence* darstellt. Die anstehenden Fragen lassen sich allerdings nur über eine **Doppelstrategie** lösen, mit der sowohl *gegenwärtig ablaufende Prozesse*, wie auch die Auswirkungen von *Großeruptionen in der geologischen Vergangenheit* analysiert und die Forschungsergebnisse miteinander verglichen werden. Darüber hinaus ist eine Klärung der zentralen Fragen nur über einen dezidiert *multidisziplinären Forschungsansatz* erfolgversprechend, bei dem Vulkanologen, Petrologen, Gaschemiker, Meteorologen, Klimatologen und Luftchemiker zusammenarbeiten. Zwei Problemkreise seien herausgegriffen:

7.1 Gas- und Partikeltransport und Fraktionierungsmechanismen vom Fragmentierungsniveau eines Magmas im Schlot bis zur Stratosphäre

Um den Eintrag der Gase in die Stratosphäre abschätzen zu

können, müssen die Fraktionierungs- und Kontaminierungsprozesse und -beträge zwischen dem Magmakammerniveau, der Erdoberfläche, dem Gasschub- und Konvektionsteil der Eruptionssäulen und der Tropopause, die noch weitgehend unbekannt sind, systematisch untersucht werden. Die Prozesse des Gastransportes in Eruptionssäulen sind fast unerforscht. Welcher Anteil der magmatischen Halogene wird z.B. an Aschenpartikeln in einer Eruptionssäule adsorbiert und vor dem Erreichen der Stratosphäre wieder ausgewaschen? Wie lange dauert die Entgasung von Tephrapartikeln in der Eruptionssäule? Wie hoch ist der Anteil an Silikatpartikeln in den z.B. mit TOMS (→ Abb. 8, S. 37) gemessenen stratosphärischen Aerosolwolken?

7.2 Prä-industrielle Großeruptionen

Globale Ereignisse und ihre Auswirkungen lassen sich häufig deutlicher in geologischen Schichten, Eisdecken oder Baumringen nachweisen als solche, die in der Gegenwart ablaufen. Auch läßt sich nicht vorhersagen, ob sich große Ereignisse, wie etwa die Eruption des Tambora, Baitushan oder Pinatubo in der unmittelbaren Zukunft wieder ereignen werden oder nicht. Daß vulkanische Großeruptionen prinzipiell das Klima beeinflussen und daß dieser Einfluß heute schon regional vorhergesagt werden kann, wird an anderer Stelle diskutiert (SCHÖNWIESE 1992; GRAF & SCHULT 1992). Auch für die Vergangenheit ist das paläoklimatologische Inventar in einzelnen Parametern ansatzweise bekannt, auch wenn das Verständnis der komplexen Systeme und die Verzahnung von Naturereignissen und gesellschaftlichen Auswirkungen ein sehr schwieriges Forschungsthema darstellt. Eine Klärung der klimatischen Auswirkungen von vorindustriellen Vulkaneruptionen ist auch deshalb notwendig, um das *natürliche Vulkansignal* deutlicher von der *anthropogenen Überlagerung* zu trennen. Völlig ungeklärt und auch methodisch nicht einmal ansatzweise gelöst ist das Problem, wie sich signifikante Beeinträchtigungen der Ozonschicht in der Vergangenheit nachweisen lassen, wo selbst in der Gegenwart die Auswirkungen im Detail nicht geklärt sind. Wenn die hier skizzierten Prozesse und Wirkungsweisen besser bekannt sind, werden auch die globalen Auswirkungen von exzeptionellen Großeruptionen nach strengerem Kriterien beurteilt werden können.

Danksagung

T. HANSTEEN und P. SACHS möchte ich für zahlreiche Diskussionen und die Hilfe bei der Literaturrecherche, S. HORN und P. v.d. BOGAARD bei der Reinzeichnung einiger Abbildungen herzlich danken.

8 Literatur

- AGU (1992): Special Report Volcanism and Climate Change. Am Geophys Union Washington, pp 27
- ALLARD, P; CARBONNELLE, J; DAJLEVIC, D; Le BRONEC, J; MOREL, P; ROBE, MC; MAURENAS, JM; FAIVRE-PIERRET, R; MARTIN, D; SAUBROUX, JC; ZETTWOOG, P (1991): Eruptive and diffusive emissions of CO₂ from Mount Etna. *Nature* 351: 387–391
- ANDRES, RJ; ROSE, WI KYLE, PR; de SILVA, S; FRANCIS, P; GARDEWEG, M; MORENO ROA, H (1991): Excessive sulfur dioxide emissions from Chilean volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 46: 323–329
- ANDRES, RJ; BARQUERO, J; ROSE, WI (1992): New measurements of SO₂ flux at Poás Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 49: 175–177
- BAKER L; RUTHERFORD, MJ (1992): Anhydrite breakdown as a possible source of excess sulfur in the 1991 Mount Pinatubo eruption. *Am. Geophys. Union 1992 Fall Meeting EOS Abstract* 73: 625
- BERRESHEIM, H; JÄSCHKE, W (1983): The contributions of volcanoes to the global atmospheric sulfur budget *J. Geophys. Res.* 88: 3732–3740
- BOGAARD, Pvd; SCHMINCKE, H-U; FREUNDT, A; PARK, C (1990): Evolution of complex plinian eruptions: The Late Quaternary Laacher See case history. In: HARDY, DA et al. (Ed.) *Thera and the Aegean World, III, Santorini, Greece. The Thera Foundation, London* 2: 463–483
- BOTTINGA, Y; JAVOY, M (1989): MORB degassing: evolution of CO₂. *Earth Planet. Sci. Lett.* 95: 215–225
- BRASSEUR, G (1992): Volcanic aerosols implicated. *Nature* 359: 275–276
- BURSIK, MI; SPARKS, RSJ; GILBERT, JS; CAREY, SN (1992): Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I Theory and its comparison with a study of the Fogo A Plinian deposit, São Miguel (Azores). *Bull. Volcanol.* 54: 329–344
- CALDEIRA, K; RAMPINO, MR (1991): The mid-Cretaceous super plume, carbon dioxide, and global warming. *Geophys. Res. Lett.* 18 (6): 987–990
- CAREY, S; SIGURDSSON, H (1982): Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980 eruption of Mount St Helens volcano. *J. Geophys. Res.* 87: 7061–7072
- CAREY, S; SIGURDSSON, H (1989): The intensity of plinian eruptions. *Bull. Volcanol.* 51: 28–40
- CAREY, S; SPARKS, RSJ (1986): Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.* 48: 109–125
- CARROLL, MR; RUTHERFORD, MJ (1985): Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *J. Geophys. Res.* 90: 601–612
- CASADEVALL, R; ROSE, WI; GERLACH, T; GREENLAND, LP; EWERT, J; WUNDERMAN, R; SYMONDS, R (1983): Gas emissions and the eruptions of Mount St. Helens through 1982. *Science* 221: 1383–1385
- CASTLEMAN, Jr., AN; MUNKELWITZ, HR; MANOWITZ, B (1974): Isotopic studies of the sulfur component of the stratospheric aerosol layer. *Tellus* 26: 222–234
- CLAUSEN, HB; HAMMER, CU (1988): The Laki and Tambora eruptions as revealed in Greenland ice cores from 11 locations. *Annal. Glaciol.* 10: 16–22
- CRUTZEN, P (1989): Menschliche Einflüsse auf das Klima und die Chemie der globalen Atmosphäre. In: CRUTZEN, P und MÜLLER, M (Hrsg) *Das Ende des blauen Planeten?* Verlag CH Beck München, pp. 25–48
- DEVINE, JD; SIGURDSSON, H; DAVIES, AN (1984): Estimates of sulfur and chlorine yield to the atmosphere from volcanic eruptions and potential climatic effects. *J. Geophys. Res.* 89: 6309–6325
- DUNBAR, NW; HERVIG, RL (1992a): Petrogenesis and volatile stratigraphy of the Bishop Tuff: Evidence from melt inclusion analysis. *J. Geophys. Res.* 97: 15129–15150
- DUNBAR, JD; HERVIG, RL (1992b): Volatile and trace element composition of melt inclusions from the Lower Bandelier Tuff: Implications for magma chamber processes and eruptive style. *J. Geophys. Res.* 97: 15151–15170
- FISHER, RV; SCHMINCKE, H-U (1984): *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 472 pp
- GERLACH, TM (1986): Exsolution of H₂O, CO₂, and S during eruptive episodes at Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 91: 12177–12185
- GERLACH, TM (1991): Present-day CO₂ emissions from volcanoes. *EOS Trans. Am. Geophys. Un.* 72: 249–255
- GERLACH, TM; GRAEBER, EJ (1985): Volatile budget of Kilauea volcano. *Nature* 313: 273–277
- GERLACH, TM; NORDLIE, BE (1975): The C-O-H-S gaseous system, I. Composition limits and trends in basaltic gases. *Am. J. Sci.* 275: 353–376

- GIGGENBACH, WF (1984): Mass transfer in hydrothermal alteration systems – a conceptual approach. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48: 2693 – 2711
- GIGGENBACH, WF; SANO, Y; SCHMINCKE, H-U (1991): CO₂-rich gases from Lakes Nyos and Monoun, Cameroon; Laacher See, Germany; Dieng, Indonesia, and Mt. Gambier, Australia: variations on a common theme. *J. Volc. Geotherm. Res.* 45: 311 – 323
- GRAF, H-F; SCHULT, I (1992): Globaler Klimaeffekt von Vulkanaerosol. Aerosolbildung und Strahlungswirkung. UWSF-Z. Umweltchem. Ökotox. 4/5: 296 – 302
- GRAß, H (1989): Was sagen uns Klimamodelle? In: CRUTZEN, P und MÜLLER, M (Hrsg.) *Das Ende des blauen Planeten?* Verlag CH. Beck München, 49 – 64
- GREENLAND, LP (1984): Gas emission of the January 1983 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48: 193 – 195
- GREENLAND, LP; ROSE WI; STOKES, JB (1985): An estimate of gas emissions and magmatic gas content from Kilauea volcano. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49: 125 – 129
- HAMMER, CU (1977): Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities. *Nature* 270: 482 – 486
- HAMMER CU; CLAUSEN, HB; DANSGAARD, W (1980): Greenland ice sheet evidence of postglacial volcanism and its climatic impact. *Nature* 288: 230 – 235
- HILDRETH, W; CHRISTIANSEN, RL; O'NEIL, JR (1984): Catastrophic isotopic modification of rhyolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone Plateau volcanic field. *J. Geophys. Res.* 89: 8339 – 8369
- HOFMANN, DJ; ROSEN, JM (1983): Stratospheric sulfuric acid fraction and mass estimate for the 1982 volcanic eruption of El Chichon. *Geophys. Res. Lett.* 10: 313 – 316
- HOFMANN, DJ; OLTMANS, SJ; HARRIS, JM; SOLOMON, S; DESHLER, T; JOHNSON, BJ (1992): Observations and possible causes of new ozone depletion in Antarctica in 1991. *Nature* 359: 283 – 287
- IPPACH, P; SCHMINCKE, H-U (1993): Volatile budget of the eruption of Mt. Hudson (Chile) in 1991 (in Vorb.)
- Kyser, TK; O'NEIL, JR (1984): Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48: 2123 – 2133
- LABITZKE, K (1988): Vulkanismus und Klima. In: *Die Erde* (K. GERMAN; G. WARNECKE; M. HUCH, Hrsg.), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, 101 – 114
- LABITZKE, K; NAUJOKAT, B; Mc CORMICK, MP (1983): Temperature effects on the stratosphere of the April 4, 1982 eruption of El Chichon, Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 10: 24 – 26
- LAMB, HH (1970): Volcanic dust in the atmosphere, with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* 266: 425 – 533
- LUHR, JF; CARMICHAEL, ISE; VAREKAMP, JC (1984) The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 23: 69 – 108
- Mc KIBBEN, MA; ELDRIDGE, CS; REYES, AG (1992): Multiple origins of anhydrite in Mt. Pinatubo Pumice. *Am. Geophys. Union Fall Meeting 1992 EOS abstr.* 633 – 634
- Mc LEAN, DM (1988): K-T Transition into chaos. *J. Geol. Educ.* 36: 237 – 243
- METRICH, N; CLOCCHIATTI, R (1989): Melt inclusion investigation of the volatile behaviour in historic alkali basaltic magmas of Etna. *Bull. Volcanol.* 51: 185 – 198
- MICHELANGELO, DV; ALLEN, M; YUNG YL (1989): El Chichón volcanic aerosols: impact of radiative, thermal, and chemical perturbations. *J. Geophys. Res.* 93: 18429 – 18443
- MOORE, JG (1967): Base surge in recent eruptions. *Bull. Volcanol.* 30: 337 – 363
- MOORE, JG (1979): Vesicularity and CO₂ in mid-ocean ridge basalts. *Nature* 282: 250 – 253
- MOORE, JG; SCHILLING, JG (1973): Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 41: 105 – 118
- MUENOW, DW; GARCIA, MO; AGGREY, KE; BEDNARZ, U; SCHMINCKE, H-U (1990): Volatiles in submarine glasses as a discriminant of tectonic origin: application to the Troodos ophiolite. *Nature* 343: 159 – 161
- OSKARSSON, N (1980): The interaction of volcanic gases and tephra: fluorine adhering to tephra of the 1970 Hekla eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8: 251 – 266
- PALAIS, JM; SIGURDSSON, H (1989): Petrologic evidence of volatile emissions from major historic and pre-historic volcanic eruptions. In: BERGER, A; DICKINSON, RE; KIDSON, JW (Hrsg.) *Understanding Climate Change*. Am. Geophys. Union. *Geophysical Monograph* 52: 31 – 53
- PINTO, J; TURCO, R; TOON, O (1989): *J. Geophys. Res.* 94: 11165
- RAMPINO, MR (1991): Volcanism, climatic change, and the geological record. In: *Sedimentation in Volcanic Settings*. Soc. Sed. Geol. Spec. Publ. 45: 9 – 18
- ROSE, WI; CHUAN, RL; GIGGENBACH, WF; KYLE PR; SYMONDS, RB (1986): Rates of sulfur dioxide and particle emissions from White Island Volcano, New Zealand, and an estimate of the total flux of major gaseous species. *Bull. Volcanol.* 48: 181 – 188
- SCHMINCKE, H-U (1986): Vulkanismus. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, 164 pp.
- SCHMINCKE, H-U; BOGAARD, Pvd (1990): Tephra layers and tephra events. In: *Cycles and events in stratigraphy*. EINSELE, G; RICKEN, W; SEILACHER, A (Eds.) Springer-Verlag Heidelberg Berlin 392 – 429
- SCHMINCKE, H-U; BOGAARD Pvd; FREUNDT, A (1990): Quaternary Eifel Volcanism. Excursion guide, workshop on explosive volcanism, IAVCEI Internat. Volcanol. Congr. Mainz (FRG), Pluto Press, Witten, 188 pp.
- SCHÖNWIESE, C-D (1992): Vulkanismus und Klimageschichte. UWSF-Z. Umweltchem. Ökotox. 4/4: 239 – 245
- SIGURDSSON, H (1989): Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 89: 277 – 289
- SIGURDSSON, H; DEVINE, JD; DAVIS, AN (1985): The petrologic estimation of volcanic degassing. *Jökull* 35: 1 – 8
- SIGURDSSON, H; CAREY, SN; PALAIS, JM; DEVINE, J (1990): Pre-eruption compositional gradients and mixing of andesite and dacite magma erupted from Nevado del Ruiz volcano, Columbia, in 1985. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 41: 127 – 151
- SIMARSKI, LT (1992): Volcanism and climate change. *Am. Geophys. Union. Spec. Rept.* May 1992
- SNETSINGER, KG; FERRY, GV; RUSSELL, PB; PUESCHEL, F; OBERECK, VR; HAYES, DM; FONG, W (1987): Effects of El Chichon on stratospheric aerosols late 1982 to early 1984. *J. Geophys. Res.* 92: 14761 – 14771
- SPARKS, RSJ (1986): The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.* 48: 3 – 15
- SPARKS, RSJ; BURSİK, MI; ABLEY, GJ; THOMAS, RME; CAREY, SN (1992): Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.* 54: 685 – 695
- TABAZADEH, A; TURCO, RP (1992): Stratospheric chlorine injection by volcanic eruptions: HCl scavenging and implications for ozone. *Am. Geophys. Union 1992, Fall Meeting EOS Abstract* 73: 626
- TURCO, RP; WHITTEN, RC; TOON, OB (1982): Stratospheric aerosols: observation and theory. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20: 233
- VAREKAMP, JC; KREULEN, R; POORTER, RPE; van BERGEN, MJ (1992): Carbon sources in arc volcanism, with implications for the carbon cycle. *Terra Nova* 4: 363 – 373
- WILSON, L (1976): Explosive volcanic eruptions – III. Plinian eruption columns. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 45: 543 – 556
- WILSON, L; SPARKS, RSJ; WALKER, GPL (1980): Explosive volcanic eruptions – IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 63: 117 – 148
- WOODS, AW (1988): The fluid dynamics and thermodynamics of plinian eruption columns. *Bull. Volcanol.* 53: 559 – 570
- WOODS, AW; BURSİK, MI (1991): Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plume. *Bull. Volcanol.* 53: 559 – 570

9 Farbtafeln

Lavafontänen-, Lavasee-, Lavastrom-Tätigkeiten



1 a



1 b



1 c



1 d

Abb. 1 a: Etwa 150 m hohe basaltische Lavafontäne über dem Mauna Ulu auf der Ostflanke des Kilauea-Vulkans (Hawaii) am 30. 12. 1969. Entfernung etwa 1 km. Die Lava ist etwa 1 200 °C heiß. Die Lavamassen fließen über eine Breite von ca. 1 km in den 80 m tiefen Aloi Pit-Krater an der Ostflanke des Kilauea-Vulkans. (Foto H.-U. SCHMINCKE)

Abb. 1 b: Lavastrom beim Kontakt mit Meerwasser an der Ostflanke des Kilauea-Vulkans. Meerwasser ist in ein Loch eines überkrusteten aktiven Lavatunnels in der Brandungszone geschwappt und in dem Hohlraum verdampft. Durch den so entstandenen Überdruck unter dem Dach des Lavatunnels ist die darin fließende flüssige Lava zerspritzt. (Foto: U.S. Geological Survey)

Abb. 1 c: Langsam aufsteigende Lava in einem etwa 50 m breiten Lavasee. Die Lava wird durch sich ausdehnende Gase, insbesondere H_2O , zu geringerem Teil SO_2 , zerspritzt. CO_2 ist schon fast quantitativ während des Aufenthalts des Magmas in der Magmakammer aus dem Magma entwichen. (Foto: H.-U. SCHMINCKE)

Abb. 1 d: Entweichende Gase über der stehenden Lavasäule in einem etwa 4 m breiten Spalt am Schlackenkegel des Mauna Ulu an der Ostflanke des Kilauea-Vulkans, Hawaii. (Foto: H.-U. SCHMINCKE)



2 a

Pahoehoe-Laven



2 b

Abb. 2 a: Pahoehoe-Lavastrom in der Nähe des seit Mitte der 80er Jahre entstandenen neuen Schlackenkegels Puu Oo an der äußeren Ostflanke des Kilauea-Vulkans. Diese Eruptionsphase dauert auch heute noch an. Die Lavamassen haben in den vergangenen Jahren das Royal Garden-Siedlungsgebiet und das berühmte alte Dorf Kalapana Black Sand Beach überflutet. (Foto: H.-U. SCHMINCKE)

Abb. 2 b: Lavaströme des bis etwa 1974 tätigen Mauna Ulu-Vulkans an der Ostflanke des Kilauea-Vulkans sind über die etwa 100 m hohe Steilflanke der Hilina Pali-Verwerfung geflossen, meist als dünnflüssige silbrig-glänzende Pahoehoe-Laven. Bei stärkeren Scherraten über dem steilen Abhang sind die Lavaströme beim Fließen verklumpt und bilden brekziöse dunkle Aa-Laven. (Foto: H.-U. SCHMINCKE)



3 a

Entgasung



3 b

Abb. 3 a: Ruhige Entgasung des Mt. Mayon-Vulkans auf den Philippinen, einer der schönsten Vulkane der Erde, bei dessen häufiger Tätigkeit (die letzte am 02. 02. 1993) vor allem Glutlawinen und Lahars (Schutt- und Schlammströme) entstehen. (Foto: H.-U. SCHMINCKE)

Abb. 3 b: Fumarolentätigkeit mit Schwefelablagerungen am Rand des Vulkans Vulcano auf den Liparischen Inseln. Im Hintergrund Filicudi, Alicudi und Lipari. (Foto: H.-U. SCHMINCKE)



4 a

Ablagerungen



4 b

Abb. 4 a: Die Glutlawinenablagerungen (Ignimbrite) des Komagatake-Vulkans, der 1929 im Südosten der Insel Hokkaido im Norden Japans erupitierte, gehören zu den ersten Ablagerungen dieser Art, die wissenschaftlich genauer untersucht wurden. Beim Bodentransport wurden die heißen Bims lapilli gerundet, während die sehr feinen Aschen beim Fließen von den aufsteigenden Gasen in „sekundären“ Eruptionsäulen in die Atmosphäre transportiert wurden. (Foto: H.-U. SCHMINCKE)

Abb. 4 b: Bims-Fallout- und Base Surge-Ablagerungen der ca. 11 000 Jahre alten Eruption des Laacher See-Vulkans in der Eifel. Die dunklen feinkörnigen Aschenlagen in der Mitte sind die seitlichen Äquivalente der in den Tälern geflossenen Glutlawinen. Das bei der Eruption ausgeworfene Magmavolumen (über 5 km³) ähnelt dem der Eruption des Pinatubo-Vulkans im Juni 1991 (ca. 7 km³). (Foto H.-U. SCHMINCKE)

Eruptionssäulen



Abb. 5 a: Zeichnung einer klassischen Eruptionssäule über dem Vesuv mit dem unteren Beschleunigungsteil, dem konvektiven Oberteil, der charakteristischen elektrischen Entladung (Blitze) und der pinienartigen Ausbreitung der Eruptionssäule. (Aus G. B. SCROPE: Considerations on Volcanoes. London 1825. Deutsche Übersetzung 1872)



Abb. 5 b: „Doppeldecker“ Eruptionssäule des Redoubt-Vulkans vom 21. April 1990. Diese spektakuläre Eruptionssäule entstand nicht über dem Schlot, sondern in etwa 4 km Entfernung durch Gase und mitgerissene feinste Aschenpartikel über den heißen Glutlawinen, die sich am Fuß des Vulkans ausgebreitet hatten. Der Redoubt-Vulkan ist 3 108 m hoch. Der obere Schirm hat sich in 12 km Höhe an der Grenze Troposphäre-Stratosphäre ausgebreitet, der untere in 5 km in der Troposphäre. (Foto: J. KIENTLE)